

УДК 552.2

М.І.Толстой, д-р. геол.-мінералог. наук,
А.П.Гожик, канд. геол.-мінералог. наук,
А.В.Сухорада, канд. геол.-мінералог. наук

ВІДТВОРЕННЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ ФОРМУВАННЯ КРИСТАЛІЧНИХ УТВОРЕНЬ ЗА ДАНИМИ АНАЛІЗУ ЇХНІХ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Обґрунтовано використання фізичної пам'яті порід і мінералів, утвореної під час формування останніх у певних термодинамічних умовах і зафіксованої у фізичних параметрах, складі та структурно-текстурних особливостях, для відтворення цих умов шляхом визначення інформативних петрофізичних характеристик.

Usage of the idea that rocks and minerals have "physical memory" reflecting thermodynamic conditions of their formation is grounded. Studying of physical properties, composition and structural peculiarities of rocks permits to reconstruct the conditions of crystalline rocks formation

Постановка проблеми

Удосконалення вимірювальної техніки та перехід на нові технології вимірювання обумовив виникнення низки проблем на шляху розвитку петрофізики. Зокрема зростання точності петрофізичних досліджень супроводжується відчутним зростанням вартості робіт, що в деяких випадках ставить під сумнів доцільність їх застосування як джерел опосередкованої інформації про склад порід і руд. Враховуючи ж той факт, що на сьогодні вже накопичена велика кількість даних щодо фізичних властивостей порід і мінералів, просте нарощування цих інформаційних блоків, тим більше отриманих досконалішими, а отже, і дорожчими засобами, видається не надто виправданим. По суті, створилася ситуація коли проведення петрофізичних досліджень без суттєвого зростання їх інформативності стає недоцільним. Власне кажучи, саме розуміння необхідності формування нової ідеології петрофізичних досліджень, яка уможливить розширення сфери застосування їхніх результатів, і стало причиною написання запропонованої роботи.

Вивченість питання

Можливість використання петрофізичних даних для оцінки умови формування кристалічних порід неодноразово розглядалася в літературі [1, 5–10, 13, 16 та ін.]. Більшість робіт у цій галузі засновано на концепції надбання і збереження породоутворюючими мінералами відповідних певних термодинамічних і фізико-хімічних умов її формування і наступного існування, на визнанні певної структурно-фізичної "пам'яті" порід [16]. Названа концепція виникла ще на зорі петрофізичних досліджень, і до її розвитку чималих зусиль доклали такі дослідники, як Л.А.Чайка, Н.З.Євзікова, Г.В.Іцксон та ін. Їхні дослідження дозволили вирішити ряд дуже важливих методологічних питань, що стосувалися прогнозування впливу різноманітних геологічних процесів на величини окремих петрофізичних параметрів.

Мета досліджень

По сьогоднішній день, незважаючи на наявність ґрунтовних розвідок щодо формування величин окремих петрофізичних параметрів, залишається невирішеним широкий перелік питань, присвячених можливостям реконструкції умов утворення порід за їх фізичним властивостями. У зв'язку з цим автори узагальнили літературні й власні дані, та здійснили інтегральну оцінку петрофізичної інформації на базі єдиної ідеології, яка включає наступні моменти: установлення відповідності між часом формування (перетворення) породи і зміною фізичних властивостей, установлення змін різних фізичних характеристик за умови багатоступінчастого перетворення речовини, ієрархізація інформації, отриманої різними методами.

Фізичні властивості порід як індикатори умов формування

Будь-яка видозміна мінералів, обумовлена дією зовнішніх чинників, призводить до зміни енергетичного

стану структурних одиниць решітки, зміни кількості часток в одиниці об'єму решітки. У результаті нова решітка завжди є ущільненою (розущільненою) порівняно з вихідною [10]. Мірою стиску чи розтягу решітки Н.З.Євзікова [4, 5] запропонувала абсолютну структурну рихлість (W) та відносну структурну рихлість (ϖ):

$$W = v/(n \cdot z), \quad \varpi = M_j/(\sigma^* N_j)$$

де n – число структурних одиниць у формулі мінералу, z і v – кратність і об'єм ґратки, ϖ , σ^* – структурна рихлість і об'ємна густина j -го мінералу породи, а M_j та N_j – молекулярна маса і загальна кількість атомів (за винятком водню) у формулі j -го мінералу породи. З погляду Г.В.Іцксон [10], збільшення W (і ϖ) у процесі мінералоутворення відповідає режимові розтягу (зняття напруженості), а зменшення – режимові стиску (збільшенню навантаження).

При оцінці кристалохімічної щільності визначають [6] кількість атомів, яка припадає на елементарний об'єм. Оскільки основними породоутворюючими мінералами кристалічних порід є силікати, мірою кристалохімічної щільності яких є концентрація атомів кисню, то нами використовується формула розрахунку кристалохімічної щільності (η) за концентрацією атомів кисню в 1 м^3 :

$$\eta = A^*(\sigma^* O_j)/M_j, \quad [15]$$

де η , σ^* – кристалохімічна щільність і об'ємна густина j -го мінералу породи, а M_j і O_j – молекулярна маса і кількість атомів кисню його у формулі.

І структурна рихлість, і кристалохімічна щільність у загальному випадку є величинами, залежними від хімічного складу порід, але при цьому діапазони зміни параметрів у різних петрографічних типах суттєво перебиваються. Так, для гранітів діапазон змін η становить $4,59 \div 4,95 \cdot 10^{28} \text{ м}^{-3}$, а для діоритів – $4,80 \div 5,20 \cdot 10^{28} \text{ м}^{-3}$ [11]. У зв'язку з цим достатньо обґрунтовано є оцінка геодинамічного режиму у величині літостатичного навантаження [1, 4, 10, 11] при гранітоутворенні за величинами кристалохімічної щільності й структурної рихлості (з урахуванням об'ємної і мінеральної густини) з петрографічно і петрохімічно близьких порід, а також при розгляді генетично цілісних еволюційних рядів.

Усі види пористості порід є складною функцією від умов утворення. Загальна пористість (P_3), що обчислюється за величинами мінеральної і об'ємної густини, є співвідношенням об'єму всіх пустот (весь тріщинно-поровий простір і практично весь обсяг газово-рідинних включень) і об'єму зразка. З цього випливає, що величина P_3 має зростати при формуванні порід в умовах розтягу і зменшуватися при їх утворенні в умовах стиску. Згідно з наявними даними про розподіл P_3 в гранітоїдах Українського щита [13, 16], Західних Карпат і Бренського масиву своєрідною "рубіжною" величиною загальної пористості є $P_3 = 2,5 \%$. При значеннях $P_3 > 2,5 \%$ геодинамічний режим відповідає розтягу, а при $P_3 < 2,5 \%$ – стиску.

Іншим важливим видом пористості, що часто застосовується при петрофізичних дослідженнях, є відкрита (ефективна) пористість (P_B). Генетичний аналіз відкритої пористості, проведений Л.І.Звягінцевим [8], показав, що для недеформованих порід її можна ототожнювати з міжзерною пористістю, яка утворюється в процесі кристалізації. Відкрита (ефективна) пористість у цьому випадку буде залежати від літостатичного навантаження і може бути використана для оцінки глибини утворення порід [7, 8]. При цьому слід враховувати, що для деформованих порід на міжзернову пористість накладається деформаційна (мікротріщинуватість). Вплив останньої незначний у випадку пластичних деформацій, але різко зростає при наявності крихких порушень [7-9]. Таким чином, за характером зміни ефективної пористості в межах геологічно однорідного об'єкта можна виділити деформовані й недеформовані відміни, тобто вказати на ймовірний характер деформації.

Відомо, що теплопровідність (λ) щільних кристалічних порід залежить, у першу чергу, від мінерального складу їх, оскільки в гранітоїдах вплив пористості на неї можна вважати неістотним. За літературними даними [14, 17] відомо, що з породоутворюючих і акцесорних мінералів гранітоїдів максимальні значення теплопровідності характерні для кварцу ($\lambda > 6,5$ Вт/(м*К)), підвищені в піроксенів ($\lambda = 3,8-5,8$ Вт/(м*К)) і гранатів ($\lambda = 3,2-5,5$ Вт/(м*К)). У деяких натрових польових шпатах теплопровідність зростає із зменшенням вмісту анортитової компоненти – від 1,7 Вт/(м*К) у анортиту до 2,3 Вт/(м*К) – у альбіту. Калієві польові шпати за теплопровідністю близькі до альбіту. Таким чином, у гранітоїдних утвореннях, які складаються переважно з кварцу, польових шпатів і біотиту, спостерігається збільшення теплопровідності при переході від меланократових до лейкократових відмін. Ця тенденція може порушуватися при збільшенні вмісту піроксену й гранату. Пониження теплопровідності може бути викликано також розвитком систем крихких порушень, які зменшують кількість міжзернових контактів. У цьому випадку, а також при метасоматичній переробці порід (кременево-лужний метасоматоз, грейзенізація тощо) різко зростає коефіцієнт теплової неоднорідності (β), що відбиває мінливість теплопровідності в межах зразка. Величина β зростає також у випадку нерівномірно-зернистої, порфіроподібної та катакластичної структур.

Величини пружних характеристик у межах петрографічних типів магматичних і метаморфічних порід, у першу чергу швидкості поширення пружних хвиль, виявляють дуже слабку залежність від складу порід, і як наслідок – від густини. Це пояснюється тим, що обумовлена зміною складу порід відмінність пружних характеристик у межах типу, наприклад, у ряду кварцовий діорит – граніт, суттєво менша за спричинену умовами утворення варіативність. Вирішальним чинником, вплив якого на величини пружних параметрів кристалічних порід простежується повсюдно, є тип і величина пористості. Виділяються [17] два типи пористості: структурна (сингенетична) і текстурна (епігенетична, пов'язана здебільшого з тріщинуватістю). Відзначається також слабка залежність значень V_P від величини структурної пористості, і сильна обернена нелінійна залежність між V_P і текстурною пористістю. Подібні результати, з дещо відмінною інтерпретацією, наводилися і Л.І.Звягінцевим [7-9], який довів, що швидкості розповсюдження пружних хвиль сягають максимальної величини в недеформованих відмінах порід і зменшуються при деформаціях будь-якого типу (при крихких – більш різко). Цим обґрунтовується можливість використання співвідношення V_P/V_S для оцінки характеру деформацій: зростання цього параметра при пластичних

деформаціях зумовлено відносно повільним зниженням V_P порівняно з V_S , а його зменшення при крихких деформаціях викликано випереджаючим зменшенням V_P відносно V_S . Слід вважати, що вирішальний вплив на величину анізотропії пружних властивостей справляє наявність закономірного розташування порового простору (впливає як структурна, так і текстурна пористість), мінеральних зерен і побудова кристалічної ґратки мінералів.

Група магнітних характеристик, на відміну від описаних вище параметрів, залежить здебільшого від складу й умов утворення рудних мінералів. Це зумовлено тим, що породоутворюючі мінерали кристалічних порід є або діамантними (кварц, польові шпати), або парамагнітними (слюди, амфіболи, піроксени, гранати). Отже, навіть невеликі домішки феромагнітних мінералів повністю визначають магнітні властивості породи в цілому. Найпоширенішим феромагнетиком є магнетит. З мінералів, в яких виявляються феромагнітні і антиферомагнітні властивості, слід відмітити також титаномангнетит, магеміт, гематит і піротин. Параметрами, що дозволяють достатньо надійно ідентифікувати феромагнітні мінерали за їхніми магнітними властивостями, є намагніченість насичення (I_s) і точка Кюрі (T_c), тоді як магнітна сприйнятливість (χ), залишкова намагніченість (I_n) і коерцитивна сила можуть змінюватися в досить широкому діапазоні, що обумовлено впливом: розміру та форми зерен, наявністю домішок, швидкістю кристалізації, механічних домішок, дефектів решітки тощо.

Загальна радіоактивність (потужність дози інтегрального гамма-випромінювання) в основному визначається радіоактивним розпадом урану і торію, а також гамма-випромінюванням калію. При вирішенні різноманітних петрологічних завдань для інтерпретації величини загальної радіоактивності (ЗР) необхідні додаткові відомості про величини часткових внесків U, Th і K^{40} (і продуктів їх розпаду) в сумарний гамма-фон. Часто використовується також Th/U співвідношення, на яке, крім інших чинників, впливають кислотно-лужні та окисно-відновні умови середовища.

Провідною є залежність величини і природи (переважний внесок радіоактивних елементів) радіоактивності порід від наявності й концентрації акцесорних радіоактивних мінералів, незначна зміна вмісту яких може істотним чином вплинути на "петрорадіоактивний портрет" породи. У цілому ж для кристалічних порід відзначають зростання ЗР і вмісту U і Th при зниженні основності порід (ряд ультраосновні – кислі породи).

Наведені вище дані послужили основою для створення генетичної петрофізичної класифікації магматичних порід.

Виходячи з концепції надбання і збереження породою фізичних характеристик, що відповідають умовам її формування, при побудові генетичної петрофізичної класифікації [3, 13, 16] з метою поділу впливу породоутворюючих і епігенетичних процесів були застосовані терміни: "первинно" і "вторинно". Поняття "первинно" узагальнює умови, в яких відбувалися процеси становлення породи (за яких було сформовано більшу частку породоутворюючих мінералів породи). Поняття "вторинно" інтегрує вплив усіх наступних перетворень породи, які, однак, не призвели до переходу в нову якість – нову породу. Слід зазначити, що стосовно докембрійських утворень поняття "вторинно" є достатньо умовним (унаслідок багатостадійності процесів перетворень) і відображає або найпотужніший з епігенетичних процесів, або переважаючий режим змін. Поняття "ущільнення" і "розущільнення" є індикаторами знаку геодинамічного режиму (стиск-розтяг) при формуванні (первинно), або перетворенні (вторинно) породи.

Наводячи стислу характеристику петрошілінісних класів (табл. 1), слід зауважити наступне:

Клас первинно ущільнених порід об'єднує породи, формування яких відбувалося в умовах стиску (всєбічного, одностороннього тощо), а клас первинно розущільнених – формувався в умовах розтягу. При цьому утворення порід обох класів могло відбуватися за різноманітних абсолютних рівнів навантажень. Ця класифікація не передбачає будь-яких обмежень за хімічним складом порід – в умовах стиску (розтягу) можуть формуватися і діорити, і лейкограніти. Виходячи з цього, немає прямого зв'язку між величиною об'ємної густини і належністю до того чи іншого петрошілінісного класу. Відмінності умов утворення знаходять відображення у: величині відкритої й закритої пористості, об'ємі газово-

рідинних включень і ступені стиску (розтягу) решітки однотипних мінералів. Додатковим критерієм ідентифікації може слугувати величина співвідношення кристалохімічної й об'ємної густини – його зменшення (збільшення) вказує (у разі відсутності істотних змін складу) на ущільнення (розущільнення) порід.

Вторинно ущільнені й розущільнені утворення вирізняються набагато ширшими діапазонами зміни (коефіцієнтами варіації) фізичних параметрів (передусім структурно-чутливих). При цьому величина конкретного параметра залежить не тільки від режиму, в якому відбувались епігенетичні процеси (ущільнення – розущільнення), і характеру супутніх деформацій (крихкі-пластичні), але й від початкових умов утворення породи (первинно ущільнена чи первинно розущільнена).

Таблиця 1. Петрошілінісна класифікація гранітоїдів

Петрошільнісна градація			Критерії ідентифікації						
Тип	Клас		Тип дефор- мації	σ_p/σ_o	P_3	P_B	V_p/V_s	V_p	Підвищена дисперсія ознак (за їх значущістю)
Ущільнені (У)	Первинно (ПУ)		-	<1	<2,5	<0,2	$\sqrt{3}$	>5,5	
	Вторинно (ВУ)	за первинно-ущіль- неними (ПУВУ)	пластичні	<1	<2,0	<0,15	$>\sqrt{3}$	5,5-6	$A_{Vs}, V_S; P_B; A_{Vp}$
			крихкі	<1	<2,0	0,1-0,3	$<\sqrt{3}$	<5,6	$P_B; V_p; A_{Vp}; A_{Vs}$
		за первинно-роз- ущільненими (ПРВУ)	пластичні	<1	1,5-3	<0,2	$>\sqrt{3}$	5-5,8	$A_{Vs}, V_S; \sigma_O; P_3$
		крихкі	<1	1,5-3	>0,2	$<\sqrt{3}$	<5,5	$P_3; P_B; V_p; \sigma_O; V_S$	
Розущільнені (Р)	Первинно (ПР)		-	>1	>2,5	0,1-0,3	$\sqrt{3}$	>5,5	
	Вторинно (ВР)	за первинно-ущіль- неними (ПРВР)	пластичні	>1	2-3	0,2-0,3	$>\sqrt{3}$	5,4-6	$A_{Vs}, A_{Vp}; \sigma_O; P_3$
			крихкі	>1	2-3	0,2-0,7	$<\sqrt{3}$	<5,5	$P_B; V_p; P_3; \sigma_O$
		за первинно-роз- ущільненими (ПРВР)	пластичні	>1	>3,0	0,2-0,5	$>\sqrt{3}$	5-5,6	$A_{Vs}, V_S; A_{Vp}; V_P$
		крихкі	>1	>3,0	0,4-2,0	$<\sqrt{3}$	<5,3	$V_P; P_B; A_{Vp}; A_{Vs}$	

Характерною ознакою вторинно ущільнених порід є зниження V_p і V_s при зростанні об'ємної густини і зменшенні загальної пористості порід (характер зміни ефективної пористості залежить від типу деформації), а також при зменшенні структурної рихлості. Для вторинно розущільнених порід, навпаки, характерно зниження V_p і V_s при збільшенні загальної й ефективної пористості та зменшенні об'ємної густини. Слід відзначити також зростання коефіцієнтів анізотропності пружних параметрів при будь-яких типах вторинних змін.

У генетичній петромагнітній класифікації (табл. 2) реалізовано запропонований А.В.Сухорадою генетичний підхід до вивчення магнітних властивостей [13], який ґрунтується на бімодальному розподілі магнітної сприйнятливості (з мінімумом у діапазоні значень близько 0,001 од. СІ). Згідно з цим гранітоїдні утворення з χ більше цієї рубіжної величини класифікуються як "магнітні", а при величині $\chi < 0,001$ од. СІ – як "немагнітні" (слабomagнітні за [17]). Належність до немагнітного типу

засвідчує переважну роль фемічних мінералів у формуванні індуктивної намагніченості порід, а належність до магнітного типу – про наявність достатньої кількості феромагнетиків. Досліджуючи магнітні властивості із застосуванням петрографічної інформації [13], можна зробити певні висновки про час формування "магнітного образу" породи відносно часу формування самої породи: первинність (сингенетичність) і вторинність (епігенетичність). Клас первинно немагнітних гранітоїдів поділяється на два підкласи: насичених (формувався у відновному середовищі) і ненасичених залізом. Гранітоїдні утворення магнітного типу формувався в умовах високої леткості кисню, а належність порід до класу вторинно магнітних свідчить про прогресивне нарощування фугітивності кисню. Останнє, щоправда, може бути й причиною вторинної немагнітності первинно магнітних порід – унаслідок руйнації (окиснення) феромагнітних мінералів.

Таблиця 2. Петромагнітна класифікація гранітоїдів

Петромагнітна градація			Критерії ідентифікації		
Тип	Клас	Підклас			
Магнітний (М)	первинний (ПМ)	не виділено	X>0,001 од. CI	Феромагнітні мінерали сингенетичні більшості породоутворюючих мінералів	
	вторинний (ВМ)	не виділено		Феромагнітні мінерали вторинні стосовно більшості породоутворюючих мінералів	
Немагнітний (НМ)	первинний (ПНМ)	ненасичених залізом (ДЗ)	X<0,001 од. CI	Fe ₂ O ₃ <0,6%	Сліди існування феромагнітних мінералів відсутні Породи, як правило, магнітно-м'які
		насичених залізом (НЗ)		Fe ₂ O ₃ >0,6%	
	вторинний (ВНМ)	не виділено		Спостерігаються сліди існування феромагнітних мінералів та їх руйнування (мартитизація тощо). Оксидація заліза висока. Переважають магнітно-жорсткі утворення	

Поділ фізичних параметрів у наведених вище класифікаціях не є випадковим, він відображає характеристичні особливості об'єктів досліджень на різних рівнях

організації матерії: елементний – радіоактивна, рудних мінералів – магнітна, породний – щільнісна. Органічне їх сполучення в єдину генетичну петрофізичну класифі-

кацію дозволяє отримати різномірну характеристику об'єкта. Паралельне вивчення всіх вище перелічених фізичних параметрів за одними і тими ж зразками, супроводжуване петрографічними дослідженнями, дозволяє робити достатньо обґрунтовані висновки про умови утворення порід: стиск-розтяг, тип деформації, окисно-відновні умови. Домінуючу роль при цьому відіграє щільнісна класифікація, адже та чи інша характеристика об'єкта на мікроелементному рівні (чи на рівні акцесорних мінералів) не завжди пов'язана з процесами утворення порід, а може бути або успадкованою, або пов'язаною з епігенетичними змінами.

Подальша розшифровка характеру геодинамічного режиму (стиск – всебічний, нерівномірний, однобічний; розтяг – одноісний, лінійної зони тощо) передбачає проведення аналізу даних: про величини і співвідношення швидкостей розповсюдження пружних хвиль і обов'язково їх анізотропії (зокрема анізотропії V_s); про величину і природу загальної й ефективної пористості; у випадку парамагнітних порід істотну допомогу надасть також вивчення анізотропії магнітної сприйнятливості, обумовленої в цьому випадку орієнтацією фемічних мінералів.

Проведений комплексний аналіз фізичних властивостей майже 200 петротипів гранітоїдів Українського щита встановив їх відповідність 21 комплексному генетичному петрофізичному типу, які, у свою чергу, об'єднуються в 6 основних генетичних петрофізичних класів, а саме:

- первинно розуцільнені первинно немагнітні (у тому числі розуцільнені в лінійній зоні розтягу) – 5 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно розуцільнені первинно немагнітні дефіцит залізісті (у тому числі розуцільнені в лінійній зоні розтягу, розуцільнені одноісним розтягом та неоднорідним розтягом) – 10 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно розуцільнені первинно магнітні (у тому числі розуцільнені в лінійній зоні розтягу, розуцільнені одноісним розтягом та неоднорідним розтягом) – 31 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно ущільнені первинно немагнітні (у тому числі ущільнені однобічним тиском, неоднорідним тиском та квазівсебічним) – 28 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно ущільнені первинно немагнітні дефіцит-залізісті (у тому числі ущільнені однобічним тиском та неоднорідним тиском) – 6 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно ущільнені первинно магнітні (у тому числі ущільнені однобічним тиском, неоднорідним тиском та квазівсебічним тиском) – 21 % усіх вивчених гранітоїдів.

Комплексний аналіз структурної рихлості, кристалохімічної щільності й об'ємної густини, з урахуванням сингенетичних величин загальної й ефективної пористості, дозволяє визначити відносну глибинність утворення порід. Аналіз розподілу η і W в гранітоїдах Українського щита [3] дозволив виділити п'ять рівнів глибинності їх формування, умовно визначених як дуже велика, велика, середня, мала та дуже мала (див. рисунок). Ці рівні відповідають абісальній (дуже велика), мезоабісальній (велика, середня і мала) та гіпабісальній (дуже мала) фаціям глибинності.

Урахування фактора глибинності утворення порід необхідне і при проведенні аналізу магнітних параметрів, адже формування немагнітних (насичених залізом) первинно ущільнених гранітоїдів може відбуватися як за відновних умов середовища, так і за таких Р-Т умов, за яких можливість формування феромагнітних мінералів дуже незначна [2, 17]. Вторинне розуцільнення таких порід призводить, як правило, до виникнення вторинної намагніченості (як результат утворення епігенетичного магнетиту при руйнації піроксенів і амфіболів, наприклад).

Згідно з проведенням аналізом формування гранітоїдів УЩ відбувалося в широкому діапазоні літостатичних

навантажень, розподіл індексу глибинності близький до нормального закону. При цьому, як правило (за винятком 10 % гранітоїдів, що сформовані в умовах квазівсебічного стиску), первинно розуцільнені гранітоїди утворювались на більших глибинах, ніж ущільнені.

A			B			C		
4,775	1a	8,075	4,825					
	1b		4,875					
4,775		8,000				4,775	1	7,975
4,825	2	7,925	4,825	2	7,900	4,825	2	7,900
	3a		4,875	3a	7,825	4,875	3a	7,850
4,875	3b	7,825	4,875	3b		4,925	3b	7,775
	4	7,750	4,900	4a	7,750	4,950	4a	7,750
4,925			4,950	4b	7,700		4b	
			5,000	5	7,650		5a	7,625
						5,000	5b	7,575
						5,050		
η	ω	η	ω	η	ω	η	ω	

Градация глибинності

1 – дуже мала; 2 – мала; 3 – середня; 4 – велика; 5 – дуже велика

Рис. Шкала визначення відносної глибинності утворення гранітоїдів Українського щита за кристалохімічною щільністю (η , в 10^{28} м^{-3}) та структурною рихлістю (ω , у/о).

A – лейкограніти, граніти, гранодіорити; B – плагіограніти, тоналіти, кварцові діорити; C – сієніти, монцоніти, чарнокіти, ендербіти

Удалося встановити також основні тенденції зміни геодинамічних умов формування гранітоїдів УЩ. Зокрема в архей переважаючими були два типи режимів гранітоутворення: розтяг при підвищеному парціальному тиску кисню та квазівсебічний стиск за умов дефіциту кисню на великих та дуже великих глибинах. Характерною рисою є впорядкованість розповсюдження первинно ущільнених та первинно розуцільнених типів порід, за якими простежуються субмеридіональні зони стиску і розтягу, для останніх характерний також підвищений парціальний тиск кисню.

У палеопротерозої поряд з режимами, характерними для неархею, значне розповсюдження отримали: однобічний тиск при низькому (середні глибини) і високому (малі та дуже малі глибини) парціальному тиску кисню, неоднорідний стиск при низькому парціальному тиску кисню (великі глибини), розтяг у лінійній зоні за високого парціального тиску кисню в широкому діапазоні глибин (характерний для новоукраїнського комплексу) та ін. У палеопротерозої зберігалися та розширювалися започатковані на етапі найдавнішої консолідації зони розтягу з високим потенціалом кисню. Фрагментарно збереглися зони стиску, але в значно меншому обсязі. Новоутворені зони підвищеної фугітивності кисню контролювалися розломами північно-західного і північно-східного простягання і переважно приурочені до зон розтягу. Палеопротерозойські монцоніти, як правило, утворювалися на менших глибинах, ніж граніти, формування їхніх масивів контролювалися зонами підвищеного парціального тиску кисню.

Мезопротерозойські гранітоїди, як правило, формувались в умовах розтягу (одноісний розтяг та розтяг у лінійних зонах) за підвищеної фугітивності кисню. Режим стиску в цей період проявлений дуже епізодично.

Висновки. У результаті проведених з використанням генетичної петрофізичної класифікації досліджень вдається прогнозувати такі важливі риси процесів породотворення, як геодинамічний режим (стиск – всебічний, нерівномірний, однобічний; розтяг – одноісний, лінійної зони тощо) і окисно-відновний потенціал середовища

при формуванні та перетворенні порід, порівнювати глибинність породотворюючих процесів тощо.

1. Взаимосвязь состава и свойств горных пород (сборник анализов). / Л.А.Чайка, М.И.Крупнов, А.Н.Кузнецов и др. – Л., 1967. – Вып.1. 2. *Геншафт Ю.С., Печерский Д.Н.* Петрологическая и петромагнитная оценки возможных глубинных источников региональных магнитных аномалий // Геофиз. журн. – К., 1986. – Т.8, вып.5. – С.61-67. 3. *Гожик А.П.* Фізичні властивості гранітоїдів Інгуло-Інгулецького району Українського щита, та їх використання для палеогеодинамічного аналізу та металогенічного прогнозу: Автореф. дис. ... канд. геол.-мінералог. наук. – Івано-Франківськ, 1994. 4. *Евзикова Н.З.* О структурных плотностях минералов // Минералог. сб. – 1966. – № 20. – Вып.3. – С.352-358. 5. *Евзикова Н.З.* Эмпирическая зависимость скорости упругих волн от атомного строения минералов // Геология и геофизика. – 1972. – №8. – С.94-99. 6. *Евзикова Н.З., Ицксон Г.В.* Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Вторая серия. – 1969. – Ч.98, вып.2. – С.129-149. 7. *Звягинцев Л.И.* Физические свойства кислых пород различных фаций глубинности // Изв. АН СССР. Сер.Геология. – 1977. – № 4. – С.37-46. 8. *Звягинцев Л.И.* Петрофизические свойства гранитоидных пород и их влияние на постмагматическое рудообразование: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минералог. наук. – М., 1983. 9. *Звягинцев*

Л.И., Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н. Образование трещиноватых структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1974. – № 3. – С.83-93. 10. *Ицксон Г.В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Л., 1970. – С.172-194. 11. *Кудряцева М.Н., Дьячкова А.Я.* Петрофизические типы пород и закономерности их размещения в структуре Украинского щита. – К., 1982. 12. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита: Довідник – навчальний посібник / Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В., Гожик А.П., Шабатура О.В. – К., 2003. 13. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / Толстой М.И., Чекунов А.В., Щербаков И.Б. и др. – К., 1987. 14. *Попов Ю.А., Березин В.В., Соловьев Г.А.* и др. Теплопроводность минералов // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1987. – № 3. – С.83-93. 15. *Слензак О.И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. – К., 1960. 16. *Толстой М.И., Гожик А.П.* Петрофизическая характеристика геодинамических условий формирования гранитоидных образований //Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1989. – № 7. – С.43-49. 17. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман. – М., 1984.

Надійшла до редколегії 16.12.2003 р.