

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.03.003>
УДК 549.651.11

В.І. Павлишин, д-р геол.-мін. наук, проф., акад. ВШ України, зав. відділу

E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

Н.М. Чернієнко, канд. геол. наук, старш. наук. співроб.

E-mail: nata.cherniyenko@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1831-234X>

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 34

ЛІТІЙ У НАДРАХ УКРАЇНИ

Частина 3. Мінералогія літієносних об'єктів: польові шпати

Традиційно охарактеризовані польові шпати у такій послідовності: камерні пегматити Волині — Пержанський рудний вузол — кам'яномогильський комплекс Приазов'я — рідкіснометалеве родовище Крута Балка — Шевченківське рідкіснометалеве родовище — рідкіснометалеві пегматити Інгульського мегаблоку. Польові шпати у камерних пегматитах Волині представлені максимальним мікроклін-пертитом, зрідка проміжним ортоклазом і альбітом. Широко розвинуті польові шпати з близькою впорядкованістю, але різною симетрією. Форма виділень — зернисті агрегати і кристали-багатогранники. Обрис кристалів калієвого польового шпату розмаїтий. Чітке розташування мають кристали лише двох морфологічних типів: I — ранні високотемпературні брускоподібні індивіди, зосереджені в порожнинах графічної зони; II — стовпчасті псевдогексагональні кристали в заноришах. Серед кристалів альбіту виділено три морфологічні типи, залежні від кислотності-лужності й температури кристалізації. Польові шпати камерних пегматитів добре вивчені радіоспектроскопічними, люмінесцентними та генетичними методами. У межах Пержанського рудного вузла домінує різнозернистий полігенний мікроклін-пертит, структурний стан калієвої фази якого відповідає високому ступеню впорядкованого розподілу Si і Al (максимальний мікроклін). Стисло висвітлено та проілюстровано еволюцію двійникової структури калієвих польових шпатів. У пержанських метасоматитах виявлено чистий (імовірно, найчистіший на Українському щиті) мікроклін і амазоніт. Польові шпати — провідні мінерали кам'яномогильського комплексу Приазов'я, в якому представлені мікрокліном і мікроклін-пертитом. Характерна особливість мікроклінізованих порід комплексу — унікальні гігантські дендритові кристали рожевого мікрокліну. У рідкіснометалевому родовищі Крута Балка польові шпати представлені альбітом, альбіт-олігоклазом і мікрокліном. У Шевченківському родовищі діагностовано два польові шпати — мікроклін і альбіт (у вигляді пертитів у мікрокліні та самостійних агрегатів). Мікроклін становить 15—20 % об'єму пегматитів і представлений трьома генераціями. Мінералогія польових шпатів у пегматитах Інгульського мегаблоку інакша. Вони представлені моноклінним ортоклазом, мікрокліном і плагіоклазом (здебільшого альбіт, зрідка олігоклаз). Їхній вміст у породах складає переважно >50 %, але альбіту більше від калієвого польового шпату. Загалом ці польові шпати мають нехарактерні для рідкіснометалевих пегматитів ознаки: 1) високу симетрію (моноклінну) і низьку упорядкованість ($t_1 > 0,7$); 2) мікропертитову структуру розпаду; 3) прояви початкової та середньої стадій мономоденізації. Ці та інші особливості мінералів є наслідком специфічного походження пегматитів, які являють собою новий генетичний тип родовищ рідкісних елементів — метапегматити.

Ключові слова: польові шпати, мікроклін, альбіт, мікроклін-пертит, ортоклаз, олігоклаз, камерні пегматити, рідкіснометалеві пегматити, метасоматити, Український щит.

Цитування: Павлишин В.І., Чернієнко Н.М. Літій у надрах України. Ч. 3. Мінералогія літієносних об'єктів: польові шпати. *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 3. С. 03—18. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.03.003>

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2023. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ. Польові шпати — найпоширеніші мінерали земної кори. Вони у різній кількості містяться у переважній більшості порід. Усі їхні атрибути — зовнішня форма, анатомія, хімічний склад, макро- і мікродвійники, кристалічна структура, насамперед ступінь упорядкування в ній Si і Al, електронно-діркові центри — мають надзвичайно велике типоморфне і прикладне значення. Сказане вище повною мірою стосується польових шпатів, описаних у цій статті, насамперед їхнього генетико-геохімічного зв'язку з літєвою мінералізацією.

Мета статті — проаналізувати і систематизувати розкиданий літературний і наш матеріал, доповнити новими даними та створити цілісне і компактне "польовошпатове" узагальнення для літєносних об'єктів України.

Польові шпати у **камерних пегматитах Волині** домінують і хімічно представлені лужними польовими шпатами (рис. 1), які вирости у вигляді зернистих агрегатів і кристалів-багатогранників (рис. 2, 3).

Традиційно акцентуємо увагу на їхньому типоморфізмі [3, 14, 15, 18, 22]. Насамперед констатуємо таке: наявність кристалів-багатогранників, їхніх зростків (друз) віддзеркалює гіпабісальні умови формування камерних пегматитів, зафіксовані появою вільного об'єму Δv , який з глибиною зникає ($\Delta v \rightarrow 0$). Тому в глибинних формаціях, зокрема рідкіснометалевих пегматитах, кристали-багатогранники польових шпатів, інших мінералів практично відсутні або присутні в незначній кількості.

Обриси кристалів калієвого польового шпату (рис. 2) різні [3, 11]. Чітке розташування мають кристали мікроклін-пертиту лише двох морфологічних типів: I — ранні високотемпературні брускоподібні індивіди, зосереджені в порожнинах графічної зони; II — стовпчасті псевдогексагональні індивіди, приурочені до заноришів (див. рис. 2). У решті зон пегматитів трапляються кристали різних морфологічних типів. Кристали типів I і II засвідчують стабільні, але істотно різні умови формування графічної зони і заноришевої області. Розмаїта морфологія кристалів у проміжних зонах — типоморфна ознака лабільних умов їх кристалізації. Детально ця закономірність розтлумачена в [3, 22]. Тут ми

лише зазначимо, що кристали типу I вирости за високої температури і рівномірної рухомості мінералоутворювальних компонентів, тому у формуванні їхнього обрису провідне значення мав каркас із четверних кілець, який підсилив "псевдотетрагональність" структури у напрямі [100]. У таких умовах виникає "брусок" — псевдотетрагональна призма, яка складається з двох ретикулярно щільних пінакоїдів — $\{010\}$ і $\{001\}$. Зі зниженням температури і посиленням ролі диференціальної рухомості компонентів вступає в силу анізотропія хімічних зв'язків у структурі. За цих умов визначальна роль належить "товстим ланцюгам", що складаються з жорстких квадратних кілець і простягаються уздовж [001]. Вони й зумовили стовпчастий обрис кристалів II типу.

Отже, морфологія кристалів мікроклін-пертиту відображає таке: а) переважний розвиток пірамід росту $\langle 201 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, псевдотетрагональний (брускоподібний) обрис, видовженість за [100] — висока температура кристалізації, швидкий ріст; б) стовпчастий обрис, габітусні грані $\{110\}$ і $\{010\}$, видовженість за [001] — середня температура кристалізації, роль K знижується, Si — зростає.

Серед кристалів альбіту камерних пегматитів ми виділили три морфогенетичні типи, залежні від кислотності-лужності й температури кристалізації гідротермальних розчинів (рис. 3). Точніше морфологію кристалів альбіту розтлумачуємо так: а) товстотаблитчасті кристали з габітусними гранями $\{010\}$, $\{001\}$ і $\{201\}$ — слабо кисле середовище; поява граней $\{101\}$, а також невеликих $\{110\}$ і $\{1\bar{1}0\}$ відповідає деякому збільшенню pH; б) кристали, видовжені в зоні (010): $\{101\}$ — слабо лужне середовище; в) тонкопластинчасті кристали (клевеландит) — лужне середовище (див. також [3, 19, 22]).

Неабиякою окрасою польовошпатової мінералогії України є незахищена докторська дисертація В.С. Мельникова [14] і сила-силенна його статей, які на високому науковому рівні концептуально висвітлюють кристалохімію, анатомію, інверсійне двійниковування і його генетичну природу лужних польових шпатів (ЛПШ). Ці питання він розробляв, вивчаючи ЛПШ різних родовищ і гірських порід Українського щита (УЩ), зокрема ка-

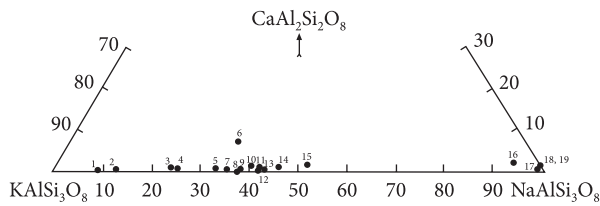


Рис. 1. Діаграма хімічного складу польових шпатів із камерних пегматитів Волині [11]

Fig. 1. Diagram of the chemical composition of feldspars from chambered pegmatites of Volyn [11]

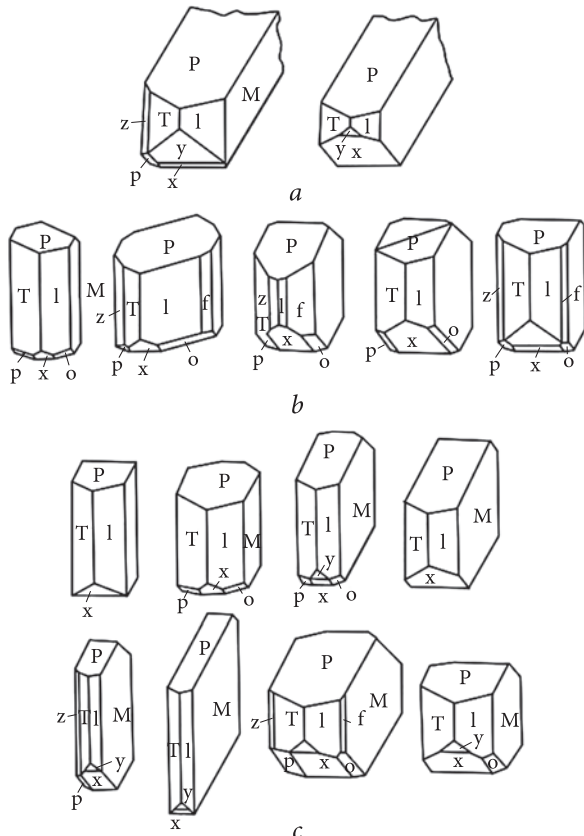


Рис. 2. Характерні морфологічні представники кристалів мікрокліну з камерних пегматитів Волині: а — I тип, б — II тип; с — кристали різногого обрису. Літери на гранях відповідають: P — {001}, T — {110}, l — {110}, M — {010}, x — {101}, y — {201}, p — {111}, o — {111}, z — {130}, f — {130} [3]

Fig. 2. Characteristic morphological representatives of microcline crystals from the Volyn chamber pegmatites: a — type I, b — type II; c — crystals of various outlines. The letters on the edges correspond to: P — {001}, T — {110}, l — {110}, M — {010}, x — {101}, y — {201}, p — {111}, o — {111}, z — {130}, f — {130} [3]

мерних і рідкіснометалевих пегматитів, але первісно і спільно з нами — ЛПШ камерних пегматитів [15]. Не маючи змоги викласти, за браком місця, бодай стисло результати його

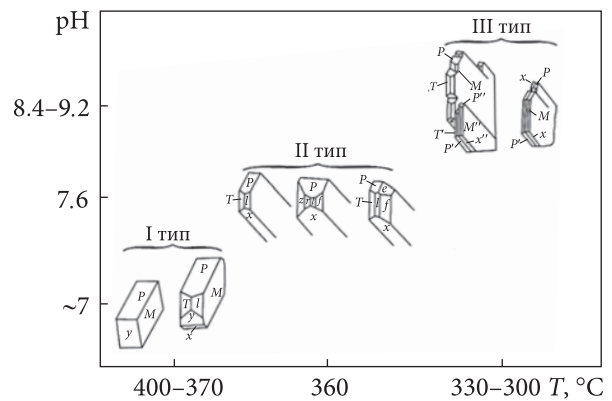


Рис. 3. Морфологія кристалів альбіту в координатах: pH включень мінералоутворювального розчину і температура кристалізації гідротермального розчину (за даними включень мінералоутворювального середовища) [19]

Fig. 3. Morphology of albite crystals in coordinates: pH of inclusions of the mineral-forming solution and crystallization temperature of the hydrothermal solution (on inclusions of the mineral-forming medium) [19]

потужних напрацювань, нижче тезисно зупинимось лише на основних висновках [15], які так чи інакше, іноді віддалено, дотичні до проблеми літієносності пегматитів:

1. За рентгенометричними й оптичними даними польові шпати камерних пегматитів Волині представлені максимальним мікроклін-пертитом (він переважає) і проміжним ортоклазом (рис. 4). Установлено широкий розвиток ЛПШ із близькою впорядкованістю, але різною симетрією. Передбачено, що моноклінні ЛПШ є криптодвійниками складної доменної структури.

2. Високий ступінь неупорядкованого розподілу Si і Al в ЛПШ відображає високу температуру кристалізації, швидкий ріст, низький вміст летких компонентів; високовпорядкована модифікація, тобто максимальний мікроклін, віддзеркалює прояв накладених післямагматичних процесів (перекристалізація, метасоматоз), дію летких компонентів (рис. 4), ріст у гідротермальних умовах і на значній глибині (повільна кристалізація, абісальна фація). Ортоклаз — конвергентна модифікація. Високотемпературні неупорядковані ЛПШ і літієва мінералізація — речі несумісні, за винятком випадків, коли діють глибинні флюїдні потоки (див. нижче).

3. Перехід моноклінної структури (C2/m) високотемпературних модифікацій у триклінну структуру (C-1) є проявом загального

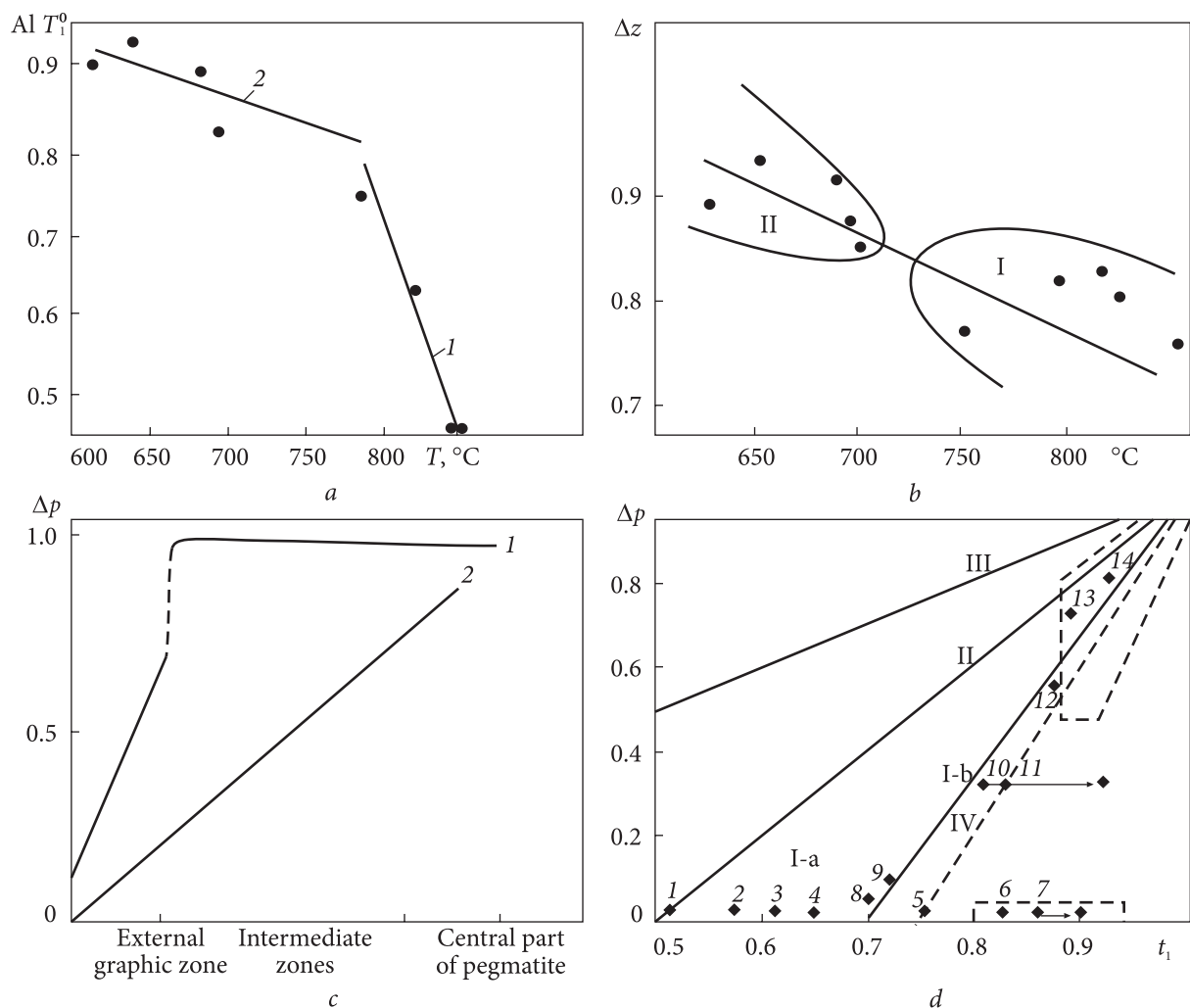


Рис. 4. Типоморфізм структури калієвого польового шпату Коростенського плутону: *a* — залежність кількості Al в позиції T_1^0 від температури гомогенізації розплавних включень у сингенетичному кварці; *польові шпати*: 1 — гранітів; 2 — графічної зони камерних пегматитів; *b* — залежність коефіцієнта моноклінної впорядкованості (Δz) від температури гомогенізації розплавних включень у кварці: I — поле гранітів і графічної зони неповнодиференційованих камерних пегматитів; II — поле топаз-моріонових продуктивних камерних пегматитів; *c* — підсумкова схема зміни рентгеновської триклінності калієвих польових шпатів (Δp) на вертикальному розрізі пегматитового тіла: 1 — повнодиференційовані продуктивні пегматити, 2 — неповнодиференційовані непродуктивні пегматити; *a, b, c* [19]; *d* — діаграма $\Delta p - t_1$ калієвих польових шпатів із камерних пегматитів Волині. Пунктиром показані поля істотно триклінних і моноклінних зразків. Лінії, помічені римськими цифрами, які сходяться в точці $t_1 = 1$, $\Delta p = 1$, характеризують різні тренди впорядкування. Ромбами показані зразки, для яких виконано тривимірне уточнення структури, за даними різних авторів [15]

Fig. 4. Typomorphism of the potassium feldspar structure of the Korosten pluton: *a* — dependence of the amount of Al in the T_1^0 position on the temperature of homogenization of melt inclusions in syngenetic quartz; *feldspars*: 1 — granites; 2 — graphic zone of chamber pegmatites; *b* — dependence of the coefficient of monoclinic ordering (Δz) on the homogenization temperature of melt inclusions in quartz: I — field of granites and graphic zone of incompletely differentiated chamber pegmatites; II — field of topaz-morion productive chamber pegmatites; *c* — generalized scheme of changes in X-ray triclinicity of potassium feldspars (Δp) on a vertical section of a pegmatite body: 1 — fully differentiated productive pegmatites, 2 — incompletely differentiated unproductive pegmatites; *a, b, c* [19]; *d* — $\Delta p - t_1$ diagram of potassium feldspars from chambered pegmatites of Volyn. Fields of essentially triclinic and monoclinic samples are shown dotted. The lines marked with Roman numerals, which converge at the point $t_1 = 1$, $\Delta p = 1$, characterize different ordering trends. Rhombuses show samples for which three-dimensional refinement of the structure was performed according to the data of various authors [15]

принципу дисиметризації кристалів під час їх інверсії у низькотемпературну структуру. Після інверсії кристал ЛПШ розпадається на систему доменів, взаємно орієнтованих за альбітитовим і перикліновим законами двійникування. Симетрія індивідуального домену ($C-1$) нижче симетрії кристала до інверсії ($C2/m$), але підсумкова симетрія всієї сукупності доменів залишається моноклінною ($C2/m$). Після інверсії наноструктура з часом трансформується в інші морфологічні форми, які є перехідними до монодомену — кристала без двійників. Первинна двійникова структура, що успадкувала високу симетрію ($C2/m$) вихідного кристала, замінюється на менш симетричні двійникові структури (Pm) і далі на монодомен ($C-1$) (рис. 5).

4. Морфологічні особливості двійникової структури ЛПШ визначені типом інверсії моноклінної структури в триклінну (МТ-перехід). Швидке охолодження заморожує Si/Al упорядкування в калієвому польовому шпаті (КПШ), повільне — ініціює МТ-перехід за схемою кросовера — стрімкого впорядкування у вузькому температурному інтервалі. Результатом МТ-переходу КПШ є особливий тип доменної структури — твід-структура. Вона складається з когерентно пов'язаних триклінних доменів у двійниковій орієнтації одного з одним. Твід-структура є субмікроскопічною протодвійниковою структурою метастабільного ортоклазу.

5. Виділено п'ять морфологічних типів двійникових структур: твід, діагональна, шахова (ШС), альбіт-периклінова, альбітова. Еволюцію двійникових структур КПШ можна описувати у вигляді двох рядів, які реалізуються на субмікроскопічний (А) і мікроскопічний (Б) шкалі, відповідно: А. Твід → D-структура → M-структура → A-структура → монодомен; Б. Твід → ШС → A/P-структура → A-структура → монодомен (рис. 5).

6. Утворення ШС — це закономірний процес трансформації субмікроскопічної твід-структури у мікроскопічну ґратчасту двійникову структуру. Він передбачає виникнення у твід-кристалі пружних ортогональних хвиль, що створюють локальні деформації різного знаку. Твід розпадається на систему доменів, одна половина яких є триклінними в двійниковій орієнтації, інша належить моноклінно-

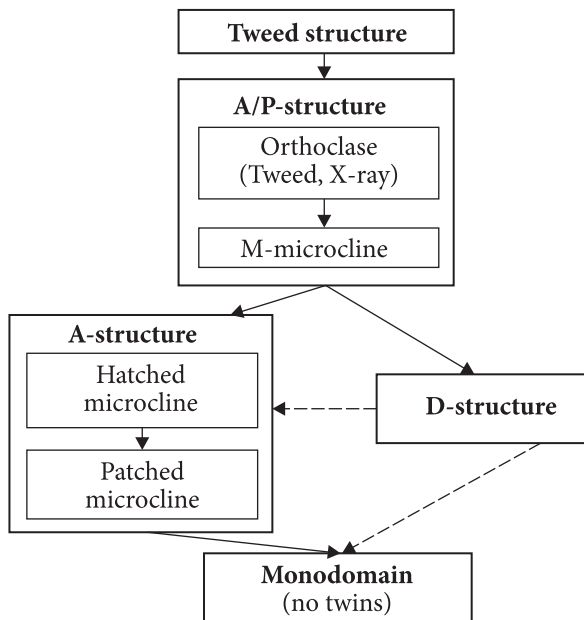


Рис. 5. Схема еволюції двійникової структури калієвих польових шпатів. Пунктирні стрілки вказують на можливі шляхи перетворення. За В.С. Мельниковим [30]

Fig. 5. Scheme of the evolution of the twin structure of potassium feldspars. Dashed arrows show possible transformation paths. According to V.S. Melnikov [30]

му твіду. Новоутворені домени і твід розміщені в шаховому порядку.

7. Двійникова структура мікрокліну — нестабільна конфігурація доменів. Під дією внутрішніх і зовнішніх чинників вони зазнають еволюційного перетворення, кінцевим продуктом якого є кристал, позбавлений двійників. Головною рушійною силою еволюції доменної системи є мінімізація вільної енергії кристала шляхом зменшення внеску енергії від міждоменних меж. Припускаємо, що єдиним ефективним чинником трансформації двійникової структури ЛПШ є протон. Це означає, що в трансформації двійникових структур ЛПШ і утворенні еволюційного ряду двійникових структур вирішальна роль належить водовмісному флюїду. Вуглекислотний і фторовмісний флюїд не змінюють двійникову структуру ЛПШ. Цей відрізок історії ЛПШ може бути тісно пов'язаним з історією Li, на жаль, досі досконало не дослідженою.

Трансформація твід-ортоклазу в мікроклін є глобальним процесом, що відбувається в земній корі. Головним чинником трансфор-

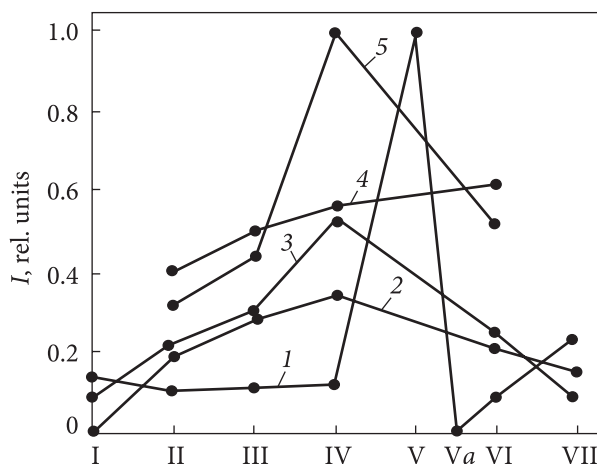


Рис. 6. Розподіл інтенсивності сигналу електронно-парамагнітного резонансу (ЕПР) NH_3^+ у лужних польових шпатах із різних зон камерних пегматитів. Пегматити: 1 — повнодиференційований продуктивний; 2 — низькопродуктивний; 3, 4 — неповнодиференційовані; 5 — топазоносний. Зони пегматитів: I — граніт поблизу верхнього контакту з пегматитом; II — периферійна графічна зона над занорищем; III — пегматоїдна зона; IV — польово-шпатована зона; V — мікроклін із занорища; Va — метасоматичний альбіт із зони вилугування; VI — різноструктурні агрегати у нижній частині пегматиту; VII — граніт під пегматитом [25]

Fig. 6. Distribution of electron paramagnetic resonance (EPR) NH_3^+ signal intensity in alkaline feldspars from different zones of chambered pegmatites. Pegmatites: 1 — fully differentiated productive; 2 — low productivity; 3, 4 — incompletely differentiated; 5 — topaz-bearing. Zones of pegmatites: I — granite near the upper contact with pegmatite; II — peripheral graphic zone above the cavity; III — pegmatoid zone; IV — feldspar zone; V — microcline from the cavity; Va — metasomatic albite from the leaching zone; VI — multi-structured aggregates in the lower part of the pegmatite; VII — granite under pegmatite [25]

мації є водний флюїд. Тому еволюційний тренд двійникової структури ЛПШ залежить від часу взаємодії флюїду з кристалом і складу флюїду. Існує пряма залежність між кількістю трансформованого ортоклазу і "флюїдонасиченістю" породи, отже, співвідношення мікроклін / ортоклаз є ефективним індикатором активності водовмісного флюїду. Оскільки з ростом активності флюїду збільшується концентрація в ньому рудних елементів, співвідношення мікроклін / ортоклаз може бути: а) критерієм ступеня диференціації пегматитів; б) їхньої рудоносності, зокрема літєвої. Стійкість ортоклазу в пет-

рогенних системах із низьким вмістом водного флюїду можна використовувати для їх поділу на "сухі" і "вогкі" [30].

Польові шпати камерних пегматитів досить детально досліджено радіоспектроскопічно [20, 25], зокрема в них ідентифіковано такі парамагнітні центри (іони): Al-O^- -Al, $\text{Ti}^{3+}(\text{Ti}^{4+} + e \rightarrow \text{Ti}^{3+})$, $\text{Pb}^+(\text{Pb}^{2+} + e \rightarrow \text{Pb}^+)$, $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$, N^{2-} , NH_3^+ , Mn^{2+} , E_1 , органічна речовина. Типоморфне значення всіх центрів не з'ясовано [19, 22], тому стисло висвітливо лише поширені й генетично аргументовані парамагнітні центри.

Найпоширеніший аміачний центр $\text{NH}_3^+ \times (\text{NH}_4^+ + \gamma_{\text{квант}} = \text{NH}_3^+ + \text{H}^0)$, який ізоморфно заміщує K і повсюдно фіксується в калієвому польовому шпаті, корелює з вмістом K, Rb і центрів рентгенолюмінесценції Tl^+ (рис. 6, 7). У межах Коростенського плутону у польових шпатах гранітів, віддалених від пегматитів, сигнал NH_3^+ не зафіксовано, однак у зразках із пегматитоносних гранітів, які розташовані неподалік від пегматитових тіл, NH_3^+ фіксується. Катіон-радикал NH_3^+ — можливий показник (ширше тлумачення наведено в [20, 25]), глибинного походження розплавів (граніти, пегматити). Таке ж типоморфне значення ми приписуємо і центру N^{2-} (за аналогією з азотними центрами діаманту). Центр N^{2-} спостерігається лише у польових шпатах, які містять центр NH_3^+ . У певних, невідомих нам, умовах формування камерних пегматитів аміак відігравав роль мінералоутворювального компонента, і тоді виникав бадингтоніт- (NH_4) (AlSi_3O_8).

Особливе значення має центр Al-O^- , властивий лише польовим шпатам камерних пегматитів Волині і поки що не виявлений у польових шпатах інших районів УЩ [24].

З генетичної і пізнавальної точок зору заслуговують на увагу також включення органічної речовини (рис. 8) у польових шпатах [1], яка, ймовірно, є нанорозмірною і свідчить про тісний геохімічний зв'язок із післямагматичними флюїдами, що виділились у процесі кристалізації розплаву.

Люмінесцентні властивості польових шпатів вивчено різними методами і досить давно [28]. Найпліднішими виявились результати дослідження спектрів рентгенолюмінесценції (РЛ) (рис. 9) [10, 20].

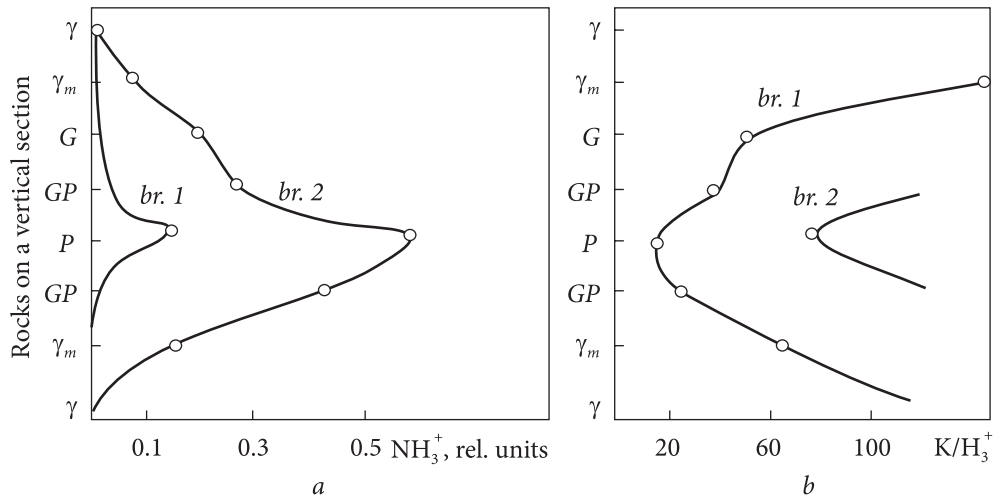


Рис. 7. Зміна вмісту NH_3^+ (a) і величини відношення K/NH_3^+ (b) в калієвому польовому шпаті на вертикальному розрізі свердловин (br): γ — граніт рапаківіподібний; γ_m — граніт метасоматично змінений; G — пегматит графіко-пегматоїдної структури; P — пегматит пегматоїдної структури [25]

Fig. 7. Change in the NH_3^+ content (a) and the value of the K/NH_3^+ ratio (b) in potassium feldspar on the vertical section of the borehole (br): γ — rapakivi-like granite; γ_m — metasomatically altered granite; G — pegmatite of graphic-pegmatoid structure; P — pegmatite of a pegmatoid structure [25]

У польових шпатах люмінесценція обумовлена ізоморфними домішками або дефектами заряду основних елементів структури. Склад спектрів РЛ-випромінювання найчастіше представлений домішковими $\text{Tl}^+(T)$, $\text{Mn}^{2+}(M)$, $\text{Fe}^{3+}(F)$, $\text{Pb}^{2+}(P)$ і ґратковими $\text{SiO}_4^{3-}(S)$, $\text{AlO}_4^{4-}(A)$ центрами випромінювання. Найяскравіше проявлені T -центри, які є індикатором ступеня диференціації пегматитів (збільшення інтенсивності свічення в ряду: недиференційовані $\rightarrow$ диференційовані пегматити), відображають вміст Tl і корелюють із вмістом у мінералах Li , Rb , Cs , Sn , Be , Ta , Nb . Концентрація T -центрів у мікроклінах має зворотну кореляцію з величиною K/Rb -відношення цього мінералу. Збільшення концентрації T -центрів звичайно супроводжено зменшенням вмісту F -центрів, тому доцільно використовувати відношення T/F як критерій оцінки пегматитів усіх формаційних типів, зокрема камерних і рідкіснометалевих [10, 20].

У межах **Пержанського рудного вузла** домінує різнозернистий полігенний мікроклін-пертит (до 84 %) неоднакової морфології [16], структурний стан калієвої фази якого, за рентгенівськими даними, відповідає високому ступеню впорядкованого розподілу Si і Al (максимальний мікроклін).

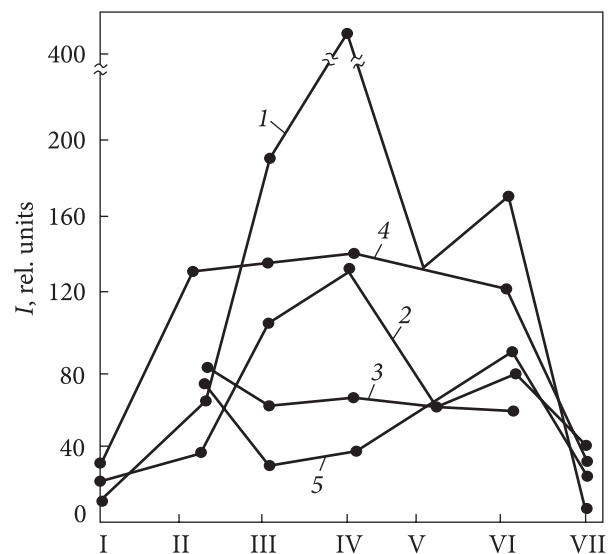


Рис. 8. Розподіл інтенсивності сигналу ЕПР органічної речовини польових шпатів із різних зон камерних пегматитів. Зона V відповідає зоні Va. Умовні позначення наведено на рис. 6 [1]

Fig. 8. Distribution of EPR signal intensity of organic matter of feldspars from different zones of chambered pegmatites. Zone V corresponds to zone Va. Conventional designations are shown in Fig. 6 [1]

Водночас, за даними Н.А. Безпалько [2], у метасоматитах вузла чи цієї структури трапляються польові шпати, які за оптичними властивостями відповідають ортоклазу. Важливо, що характерною особливістю польових шпа-

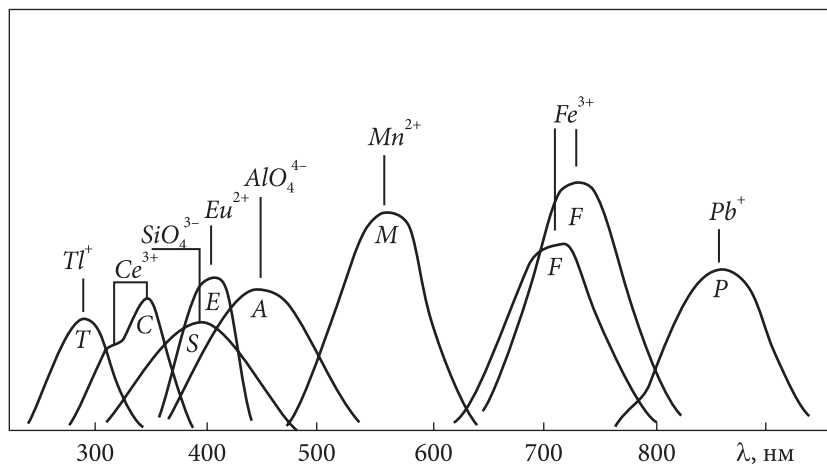


Рис. 9. Основні смуги РЛ-випромінювання у польових шпатах [10]

Fig. 9. Main bands of RL-radiation in feldspars [10]

тів із метасоматитів є наявність у них (інтенсивні сигнали) центру N^{2-} [25], який, імовірно, геохімічно пов'язаний із глибинним флюїдним потоком. Вміст Li_2O (%) у польових шпатах рудного вузла різний, загалом дещо підвищений — $80 \cdot 10^{-4}$ — $180 \cdot 10^{-4}$ (граніти), $70 \cdot 10^{-4}$ — $120 \cdot 10^{-4}$ (метасоматити) [16].

Анонсовану раніше [23] специфіку Пержанського рудного вузла підсилимо єдиними тут знахідками на УЩ чистого мікрокліну й амазоніту. Серед зразків польових шпатів, відібраних нами в 1970-х рр. на ділянках калішпатизації (розвідкова шахта Пержанського родовища) світлої пам'яті Т.А. Рокачук ідентифікувала [26] своєрідний "термолюмінесцентний тип" мікрокліну, який характеризується сильно пониженою (найнижчою в царстві польових шпатів УЩ) інтенсивністю свічення. Хімічно він виявився найчистішим серед досліджених польових шпатів. Висновок такий: ТЛ-властивості цього мікрокліну є типоморфною, а в прикладному сенсі пошуковою ознакою зон інтенсивного лужного метасоматозу, перспективних на рідкіснометалеве зруденіння.

Амазоніт геохімічно і фізично споріднений зі свинцем (це навіть візуально видно — амазоніт асоціює з галенітом у метасоматитах Пержанського родовища). Для амазоніту (і лише для нього) характерний, як зазначалося, електронний центр Pb^{+} (заміщення K^{+} за схемою $Pb^{2+} + e \rightarrow Pb^{+}$), з яким пов'язується забарвлення мінералу. В ньому встановлено максимальну концентрацію P -центрів за підвищеної концентрації F -центрів, що є критерієм рідкісноземельно-рідкіснометалевого

або рідкіснометалево-рідкісноземельного зруденіння. За даними спектроскопістів [12], зелений амазоніт із Пержанського родовища досить одноманітний з погляду структури і представлений максимальним мікрокліном з $2t_1 = 0,959$ — $1,0$. Водночас зафіксовано відмінності, що стосуються зміни вмісту в ньому свинцю і концентрації центрів РЛ Pb^{2+} і Pb^{+} , які автори вважають геохімічними індикаторами кристалізаційної диференціації рідкіснометалевих порід (руд). Зокрема, в мікрокліні Пержанського родовища [12] у напрямі від граніту з фемічними мінералами до грейзенізованого граніту з блакитним кварцом і мусковіт-сидерофілітового метасоматиту (з амазонітом або без нього) вміст свинцю зростає від 10 — 50 до 100 — 2000 ppm, а його спектри РЛ з однією смугою випромінювання Pb^{2+} (285 нм) замінюються спектрами з двома смугами випромінювання — Pb^{2+} (285 нм) і Pb^{+} (865 нм). Фіксація лише смуги з $\lambda_{max} = 285$ нм разом із інтенсивними смугами іонів Fe^{3+}_{IV} у спектрах РЛ мікрокліну в лужних парагенезисах — ознака високого насичення мінералоутворювальних флюїдів киснем [12].

Альбіт у Пержанському рудному вузлі переважно ріс метасоматично, заміщуючи калієвий польовий шпат, менше представлений самостійними вільно утвореними агрегатами різної форми, часто у вигляді таблитчастих кристалів без плоских граней. Ступінь альбітизації мікрокліну різний, але її закономірності не з'ясовані. Передбачаємо наявність у породах декількох генерацій альбіту.

Польові шпати — провідні мінерали **кам'яномогильського комплексу Приазов'я**. У всіх породах вони представлені мікрокліном і мікроклін-пертитом [17, 24]. Дуже рідко трапляється ледь помітний амазоніт — малопотужні крихітні жилки в апогранітах і пегматитах.

Первинний магматичний мікроклін-пертит утворює відносно великі (до 30 мм) ксеноморфні та ідіоморфноподібні (порфірові) зерна, а також дрібні (0,5—2 мм) неправильні зерна в основній масі гранітів. Характерна особливість мікроклінізованих порід кам'яномогильського комплексу — унікальні гігантські (до 25 см) дендритові кристали рожевого мікрокліну [13], тісно зрощені з кварцом.

Середній хімічний склад мікроклін-пертиту відповідає $\text{Or}_{77,4}\text{Ab}_{22}\text{An}_{0,6}$ (с. Катеринівка), $\text{Or}_{78,6}\text{Ab}_{21,4}$ (Кам'яні Могили). Склад польових шпатів із гранітних пегматитів Приазов'я змінюється від $\text{Or}_{60}\text{Ab}_{40}$ до $\text{Or}_{90}\text{Ab}_{10}$. За даними рентгенівських досліджень, калієвий польовий шпат з масивів кам'яномогильського комплексу є максимальним мікрокліном ($\Delta p = 0,9\text{—}1,0$; $\Delta z = 1$) [17].

За допомогою радіоспектроскопічних і люмінесцентних методів польові шпати кам'яномогильського комплексу майже не досліджені.

Польові шпати **рідкіснометалевих пегматитів УЩ** — вельми значуща тема, висвітлена нерівномірно [4—6, 17, 25, 28].

У **рідкіснометалевому родовищі Крута Балка** польові шпати представлені альбітом, альбіт-олігоклазом і мікрокліном [7, 27]. Альбіт і альбіт-олігоклаз спільно з сподуменом і кварцом формують дрібно- і середньозернисті зони, в яких альбіт білий, цукроподібний, зернистий, пластинчастий (клевеландит) й кількісно домінує в зоні. Мікрокліну теж чимало в пегматитових жилах, але менше за альбіт, оскільки часто він заміщений іншими мінералами. Формує кварц-мікроклінові блоки і блокові зони. Містить вrostки альбіту (мікроклін-пертит), інколи має ґратчасту будову. В апографічних зонах спостерігається тісне взаємопроростання мікрокліну і кварцу, яке нагадує письмову структуру. Мікроклін і альбіт містять (соті частки відсотка і менше) Ta, Nb, Li, Rb, Cs, Be, Sn, B, Pb, Sr, Zr.

У **Шевченківському родовищі** (Шевченківський рудний вузол альбіт-сподуменових пегматитів — за термінологією Л.В. Ісакова [8]; Шевченківське-Федорівське рідкіснометалеве пегматитове поле — за термінологією В.М. Кичурчака [9]) діагностовано також два польові шпати — мікроклін і альбіт (у вигляді пертитів альбіту у мікрокліні та самостійних агрегатів).

За даними О.Є. Гречановської [5], калієвий польовий шпат Шевченківського рідкіснометалевих родовища представлений мікроклін-пертитом, матрицею в якому є максимальний мікроклін, а пертитом — закономірно орієнтований низький альбіт (його вміст у кристалах не перевищує 15—17 %, який узгоджується, хоча і не завжди, з результатами дослідження хімічного складу [7, 8]). Структурна впорядкованість мікрокліну $2t_1$ змінюється в межах 0,94—1,0, а трикліність — 0,8—1,0, що відповідає високому мікрокліну. Вміст Al в мікроклін-пертиті в позиції T_1^0 дорівнює 0,96—0,98. За даними методу оптичної мікроскопії, виділено три стадії еволюції двійникової структури мікроклін-пертиту: лінійчаті пертити → об'єми → монодомінізація.

За даними В.М. Кичурчака [9] і Л.В. Ісакова [8], мікроклін становить 15—20 % об'єму пегматитів Шевченківського родовища і представлений трьома генераціями:

1. Мікроклін I — індивіди з чітко проявленою двійниковою ґраткою. Зафіксований у зальбандах жил, де разом із кварцом у вигляді дрібних (до 3 мм) зерен заповнює простір між більшими таблитчастими кристалами альбіту.

2. Мікроклін II — переважно мікроклін-пертит, поширений у сподуменовій, мікроклін-сподуменовій і петаліт-сподуменовій зонах у вигляді середньо-крупнозернистих утворень в асоціації з кварцом, альбітом, рідше петалітом і сподуменом. Його таблитчасті кристали не здвійниковані, містять пертитові вrostки (1—15 %). Останні закономірно (епітаксично) орієнтовані стосовно мікрокліну, тому в мікроскопі гаснуть одночасно, містять дрібні овальні зерна кварцу. Ця генерація найпоширеніша — на неї припадає 75—85 % від загального об'єму мікрокліну в рудних зонах.

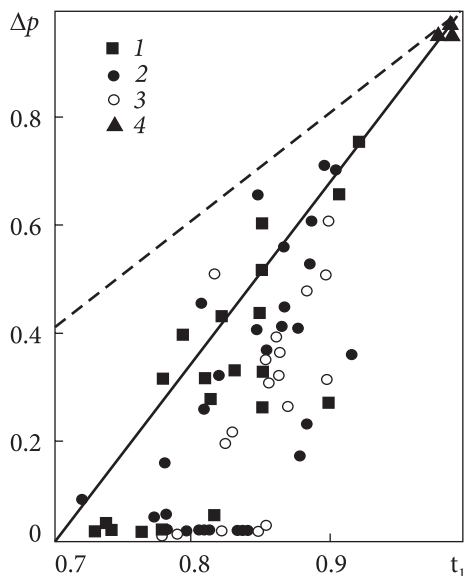


Рис. 10. Діаграма t_1 — Δp для лужних польових шпатів Полохівського родовища: 1 — св. 15-92; 2 — св. 8-92; 3 — св. 9-92; 4 — зразки з вмісних гнейсів. Штрихова лінія — тренд упорядкування альбіту [4]

Fig. 10. Diagram t_1 — Δp for alkaline feldspars of the Polokhiv deposit: 1 — borehole 15-92; 2 — borehole 8-92; 3 — borehole 9-92; 4 — samples from host gneisses. The dashed line is the trend of albite arrangement [4]

3. Мікроклін III — поширений обмежено. Зосереджений здебільшого в центральній і верхній частинах пегматитових жил, де формує моноблоки потужністю до 2 м, які характеризуються велико-гігантозернистою структурою, наявністю пертитових вrostків альбіту, чіткою двійниковою ґраткою і розмаїтими забарвленнями — білим, сірим, червоним.

Вміст Rb_2O і Cs_2O близький у мікрокліні всіх генерацій і становить, відповідно, 0,1191—0,5136 та 0,0021—0,0110 %. Вміст Li_2O — 0,02—0,08 [7].

Альбіт є вельми поширеним мінералом (його вміст у рудних зонах — 15—40 %) і представлений двома генераціями [7, 8]: 1) альбіт-I — дрібнозернисті агрегати, які асоціюють із кварцом і мікрокліном у зальбандах жил; 2) альбіт-II — різнозернисті агрегати (0,5—5 мм), сформовані ізометричними, пластинчастими або неправильної форми виділеннями. Характерні симплектитові проростання кварцу й альбіту, останнього з петалітом. Асоціює з кварцом, мікрокліном, сподуменом і петалітом всередині жил.

Результати дослідження виявлених парамагнітних центрів калієвих польових шпа-

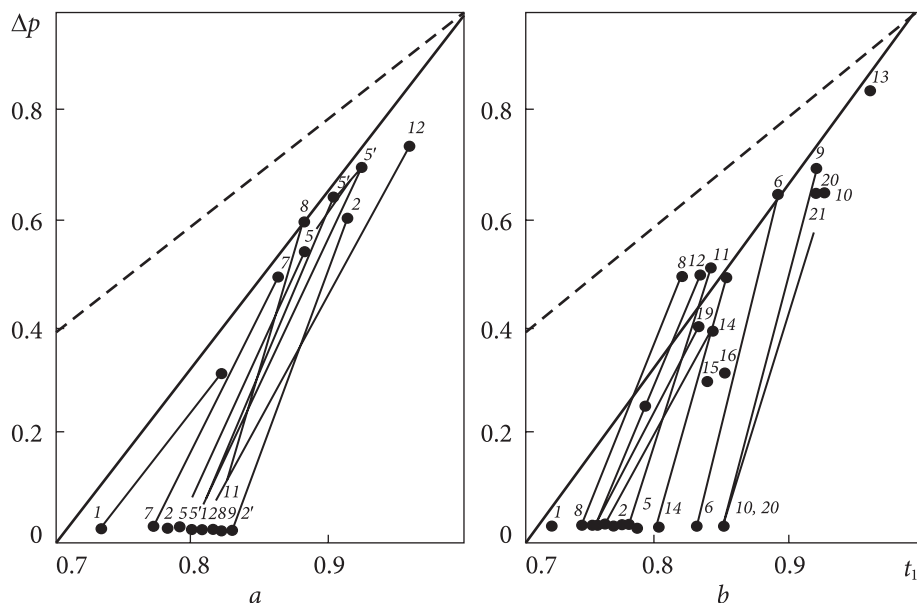
тів — Fe^{3+} , Mn^{2+} , NH^{3+} , N^{2-} , E_1 — поки що не дають можливості знайти чіткі закономірності їхнього розподілу [20] та з'ясувати їхнє типоморфне значення. Єдине, що частково вдалось, — виявити істотну відмінність за розподілом центрів рідкіснометалевих пегматитів первісно магматичних і таких, що зазнали накладеного метаморфізму. Ця проблема чекає остаточного розв'язку.

Цікавіші результати показало РЛ-дослідження польових шпатів (див. рис. 9). У них, як і в камерних пегматитах (див. вище), добре проявлені T -центри, які корелюють із вмістом основних рідкіснометалевих елементів. Концентрація T -центрів у мікроклінах рідкіснометалевих пегматитів має, як і в камерних пегматитах, зворотну кореляцію з величиною K/Rb -відношення і може бути розглянута як критерій рідкіснометалевості пегматитів. Відношення T/F виявилось ефективним критерієм оцінки пегматитів усіх формаційних типів — рідкісноземельних, мусковітових, рідкіснометалевих, камерних [10]. У польових шпатах із комплексних (літій-цезій-танталових) рідкіснометалевих пегматитів F -центри практично зникають, тому доцільно як критерій їхньої продуктивності використовувати концентрацію T -центрів і відношення T/A , величина якого зростає в ході пегматитового процесу від ранніх до пізніх генерацій цього мінералу. Тенденції зміни складу РЛ-центрів альбіту аналогічні таким у мікрокліні, але виражені слабше.

Істотно іншою є мінералогія **польових шпатів рідкіснометалевих пегматитів західної частини Інгільського мегаблоку**, де петаліт переважає над іншими Li -мінералами [4].

Польові шпати тут представлені ортоклазом, мікрокліном і плагіоклазом (здебільшого альбіт, рідко олігоклаз). Вони є найпоширенішими мінералами, їх вміст у породі переважно перевищує 50 %, але альбіту більше за КПШ. Хімічний склад ЛПШ (середнє з 15 зразків; хімічна лабораторія ІГМР НАН України), %: SiO_2 — 62,95—69,47; TiO_2 — не вияв.; Al_2O_3 — 18,00—21,80; Fe_2O_3 — 0,04—0,20; FeO — не вияв.; MnO — 0,01—0,02; MgO — 0,0—0,08; CaO — 0,11—0,33; Na_2O — 1,60—10,40; K_2O — 0,40—12,82; Li_2O — 0,05—0,60.

Рис. 11. Діаграма $t_1 - \Delta p$ для лужних польових шпатів: а — Липнязький рудопрояр; св. 32-92; б — родовище Надія; св. 39-92. Лінії з'єднують фігуративні точки моноклінної та триклінної фаз. Цифри — номери зразків [4]
 Fig. 11. Diagram $t_1 - \Delta p$ for alkaline feldspars: a — Lypniaky ore manifestation; borehole 32-92; b — Nadiya deposit; borehole 39-92. The lines connect the figurative points of the monoclinic and triclinic phases. sample numbers are indicate by numbers [4]



За даними рентгенівського аналізу, в КПШ вміст пертитового альбіту коливається в межах 13—60 %. Імовірно такі великі коливання обумовлені різним ступенем альбітизації. Середній вміст альбітового міналу у неальбітизованому польовому шпаті Полохівського і Станкуватського родовищ близький до 37 %. Це значно більше, ніж у пертитах Липнязького рудопрояву (13 %) чи Шевченківського родовища (Приазовський блок) (17 %). Структурний стан КПШ незвичний для гранітних пегматитів (рис. 10, 11).

1. КПШ Полохівського родовища представлені моноклінним (ортоклаз) і триклінним (мікроклін) видами, які співіснують в одному кристалі. Вміст їх змінюється в широких межах, проте переважають зразки зі вмістом моноклінної фази >40 % і, зокрема, істотно моноклінні (>75 % моноклінної фази). Для порівняння відзначимо, що в пегматитах родовищ Шевченківське та Крута Балка КПШ — це виключно мікроклін (див. вище).

2. Al/Si-впорядкованість (t_1) моноклінної фази (Полохівське родовище) змінюється від 0,72 до 0,86, триклінної — від 0,80 до 0,92. Найбільші значення встановлені у зразках св. 15-92. Значення t_1 моноклінно-триклінної пари з цієї свердловини розташовані найближче до лінії тренду упорядкування Al і Si. У зразках свердловин 8-92 і 9-92 t_1 моноклінної складової аналогічні і змінюються в межах 0,78—0,86. Ці значення суттєво відрізняються від рівноважного значення (0,70—0,72)

тренду, що пов'язано з розвитком криптодвійникової структури. Перетворення останньої призводить до появи триклінної фази, упорядкованість якої хоча і близька до лінії тренду, все ж помітно відрізняється від низьких значень триклінності (рис. 10).

3. На фоні домінування розвитку моноклінного польового шпату трапляються зразки, особливо на ділянках із високим вмістом петаліту, що зазнали перетворення криптодвійникової структури і стали триклінними КПШ. Це свідчить про збільшення активності водного флюїду в післяінверсійний період перетворення польових шпатів, проте, відповідно до розподілу триклінної фази, вплив його був обмеженим (локальним).

4. Спостерігається зв'язок структурної мікрогетерогенності вкраплеників ЛПШ з конституцією мінералів, що асоціюють із ними. Найчіткіший зв'язок існує між ступенем монокристалізації криптодвійникової структури і масою гідроксилвмісних мінералів, насамперед слюд. У ділянках мусковітизації кристали польових шпатів мають підвищений вміст триклінної фази. Те саме встановлено поблизу контакту з амфіболітами. Змінюється також кількість альбіту і морфологія пертитів. Поява тонкопластинчастих мікропертитів і криптопертитів з високою когерентністю Na- і K-фази, фазова і структурна гетерогенність ЛПШ є наслідками можливо інтенсивного тепломасообміну в післякристалізаційний період їхньої термічної іс-

торії. Отже, ЛПШ Полохівського родовища є нерівноважними (в розумінні упорядкування) системами, що значною мірою зберегли реліктову криптодвійникову структуру. Впорядкованість триклінної фази (максимальне значення $t_1 = 0,92$) також далека від властивої для максимального мікрокліну ($t_1 = 1,0$). Значення t_1 польових шпатів з гнейсів, що вміщують пегматити, відповідають максимальному мікрокліну (рис. 10).

5. ЛПШ із пегматитових жил Липнязького рудопрояву (св. 32-92) за структурними характеристиками близький до ортоклазів Полохівського родовища. Вміст моноклінної фази змінюється в широких межах (13—100 %), проте з глибиною поступово збільшується. Пегматити на глибині >170 м містять переважно моноклінний польовий шпат з $t_1 = 0,7—0,8$. Вміст пертитової фази нижчий (~15 %), ніж у зразках Полохівського родовища. Найбільш рубідієносними (за даними рентгенолюмінесценції) польовими шпатами є мікропертити з низьким вмістом альбітової фази. Слід відзначити, що альбіт у пегматитах представлений також окремою фазою (до 5 % анортитового міналу). На діаграмі $t_1 — \Delta\rho$ (рис. 11, а) фігуративні точки триклінної фази розміщені близько до лінії тренду. Це вказує, що умови, за яких відбувалась моноклінізація криптодвійникової структури, близькі до рівноважних. Тим часом на Липнязькому рудопрояві виявлено ЛПШ із дуже низькою упорядкованістю ($t_1 = 0,68—0,72$). Очевидно, вміст водонасиченого флюїду значно змінювався як за глибиною, так і в межах однієї пегматитової жили.

6. Для Станкуватського родовища характерний помітний розвиток мікрокліну, але трапляються як типові ортоклази (100 % моноклінної фази), так і двофазові польові шпати. Спостерігається тісна асоціація з альбітом (не пертитова), який іноді є єдиним мінералом в інтервалі 10 см (альбітит). У родовищі Надія ЛПШ із пегматитових жил, як правило, двофазовий із панівною моноклінною фазою, яка має криптодвійникову будову. Впорядкованість двійникових доменів змінюється від 0,7 до 0,85, проте статистичний максимум, порівняно з Полохівським родовищем, дещо нижчий ($t_1 = 0,77$) (рис. 11, б). Середній вміст пертитової фази

(24 %) також менший, ніж у Полохівському родовищі.

За люмінесцентними властивостями польові шпати Полохівського родовища найближчі до аналогічних мінералів Шевченківського родовища і Липнязького рудопрояву (Г.В. Кузнецов), особливо за значеннями люмінесцентних параметрів T (центр $T1^+$) і T/A (А-ґратковий центр AlO_4^{4-}) польові шпати з вмісних порід Полохівського родовища відрізняються наявністю Se^{3+} -центрів у плагіоклазах, зниженою концентрацією $T1^+$ -центрів і підвищеним вмістом Fe^{3+} у мікроклінах.

Методом електронного парамагнітного резонансу (М.М. Багмут, ІГМР НАН України) у польових шпатах Полохівського родовища виявлено катіон-радикал NH_3^+ (ізоморфізм NH_4^+ (або NH_3^+) $\rightarrow K^+$) і E -центри. Концентрація NH_3^+ -центрів у деяких зразках досить висока (досягає 1,0 ум. од.). Це свідчить, що утворення (перетворення) пегматитів Полохівського родовища відбувалось за участю амонійвмісних флюїдів, а також що за вмістом NH_3^+ польові шпати Полохівського родовища найближчі до польових шпатів із пегматитів Корсунь-Новомиргородського і Коростенського плутонів. E -центри виявлені у всіх досліджуваних зразках польових шпатів; концентрація їх змінюється від 0,2 до 1,0 ум. од. Генетичне значення E -центрів не з'ясоване. Методом протонного магнітного резонансу (А.М. Калініченко, ІГМР НАН України) встановлено, що вода є неодмінним компонентом включень усіх досліджуваних зразків, але концентрація її відносно незначна — 0,02—0,03, рідко 0,05 %, у структурі польових шпатів ОН-групи не зафіксовані.

Отже, досліджувані ЛПШ мають нехарактерні для рідкіснометалевих пегматитів параметри: 1) високу дифракційну симетрію (моноклінну) і упорядкованість ($t_1 > 0,7$) панівної фази КПШ; 2) мікропертитову (іноді криптопертитову) структуру розпаду; 3) прояв початкової та середньої стадій монодомінізації (середній вміст моноклінної фази >50 %); 4) присутність низькорубідієвих різновидів на ділянках прояву літєвої мінералізації (порівняно з класичними сподуменовими рідкіснометалевими пегматитами). Ці особливості мінералів є наслідком специ-

фічного походження досліджуваних пегматитів, які являють собою новий генетичний тип родовищ рідкісних елементів — метапегматити [21].

Висновок. Польові шпати в камерних пегматитах Волині домінують і представлені максимальним мікроклін-пертитом, проміжним ортоклазом і альбітом, які вирости у вигляді зернистих агрегатів і кристалів-багатогранників. Обриси останніх різноманітні. Серед чітко розташованих кристалів мікроклін-пертиту виділено два морфологічних типи, серед кристалів альбіту — три. Всі ці типи генетично і кристалохімічно обґрунтовані. У польових шпатах камерних пегматитів також добре вивчені парамагнітні та люмінесцентні центри.

У Пержанському рудному вузлі переважає максимальний мікроклін і альбіт, який виріс здебільшого метасоматично по калієвому польовому шпату. У метасоматитах трапляється також амазоніт.

Польові шпати — провідні мінерали кам'янопоміського комплексу — представлені мікроклін-пертитом, мікрокліном, зрідка метасоматичним альбітом.

У рідкіснометалевих пегматитах Приазов'я й Інгільського блоку виокремлено, за струк-

турними та морфологічними ознаками, дві контрастні групи польових шпатів:

1. Високовпорядковані калієві польові шпати (максимальний мікроклін, проміжний мікроклін) і різнозернисті (від дрібно- до гігантозернистих) агрегати альбіту, характерні для сподуменових і сподумен-петалітових пегматитів Приазов'я.

2. Польові шпати петалітових пегматитів Інгільського блоку наділені нехарактерними для рідкіснометалевих пегматитів параметрами: а) високою дифракційною симетрією (моноклінною) і низькою упорядкованістю ($t_1 > 0,7$) панівної форми калієвого польового шпату; б) мікропертитовою (інколи криптопертитовою) структурою розпаду; в) початковою та середньою стадією монодомінізації (середній вміст моноклінної фази $> 50\%$); г) монотонно тонкозернистою структурою альбіту, який тісно асоціює з петалітом і кварцом. Ці особливості мінералів є наслідком специфічного походження пегматитів [20].

Польові шпати літійосних об'єктів України, передусім їхня конституція, заслуговують на подальше дослідження з метою насамперед удосконалення критеріїв пошуку та оцінювання родовищ літію.

ЛІТЕРАТУРА

1. Багмут М.М., Павлишин В.І., Литовченко А.С. та ін. Органічна речовина в лужних польових шпатах пегматитів і вміщуючих їх гранітів. *Допов. АН УРСР, Сер. Б.* 1977. № 10. С. 871—874.
2. Безпалько Н.А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. Київ: Наук. думка, 1970. 163 с.
3. Вовк П.К., Павлишин В.І. Типоморфізм мінералів камерних пегматитів. *Мінерал. сб. Львов. ун-та.* 1974. № 28, вип. 1. С. 18—30.
4. Возняк Д.К., Бугаєнко В.М., Галабурда Ю.А., Мельников В.С., Павлишин В.І., Бондаренко С.М., Сьомка В.О. Особливості мінерального складу та умов рудоутворення рідкіснометалевих пегматитів західної частини Кіровоградського блоку (Український щит). *Мінерал. журн.* 2000. 22, № 1. С. 21—41.
5. Гречановська О.Є. Структурний стан калієвих польових шпатів Шевченківського рідкіснометалевого родовища (Західне Приазов'я). *Тези Всеукр. наук. конф. (Київ, 8—9 верес. 2021 р.)*. Київ, 2021. С. 278—281.
6. Еременко Г.К., Иванов Б.Н., Белых Н.А., Кузьменко А.В., Макивчук О.Ф. Минералогические особенности и условия образования литиевых пегматитов Кировоградского блока (Украинский щит). *Мінерал. журн.* 1996. 18, № 1. С. 48—57.
7. Ісаков Л.В. Поля гранітних пегматитів Західного Приазов'я. Київ: УкрДГРІ, 2007. 134 с.
8. Ісаков Л.В. Геолого-структурні закономірності формування полів гранітних пегматитів Східноукраїнської пегматитової області: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів, 2009. 40 с.
9. Кичурчак В.М. Закономерности локализации, строение и происхождение пегматитов в одном из регионов Украинского щита: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1988. 14 с.
10. Кузнецов Г.В., Таращан А.Н. Люминесценция минералов гранитных пегматитов. Киев: Наук. думка, 1988. 180 с.
11. Лазаренко Е.К., Павлишин В.І., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. 359 с.

12. Лупашко Т.М., Таращан А.М., Ільченко К.О., Гречановська О.Є. Кристалохімічні особливості та геохімічні аспекти формування зеленого і блакитного амазоніту. *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 1. С. 21—39. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.021>
13. Ляшкевич З.М. Метасоматиты Восточного Приазовья. Киев: Наук. думка, 1971. 203 с.
14. Мельников В.С. Кристалохімічна і генетична природа інверсійних двійників лужних польових шпатів: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2010. 45 с.
15. Мельников В.С., Павлишин В.И., Пшенцова Н.П., Усенко О.В. Структурные особенности и симметрия щелочных полевых шпатов из камерных пегматитов Волыни. *Мінерал. журн.* 1991. 13, № 4. С. 12—25.
16. Металиди С.В., Нечаев С.В. Суццано-Пержанская зона. Геология, минералогия, рудоносность. Киев: Наук. думка, 1983. 136 с.
17. Минералогия Приазовья. Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинская Н.И., Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Захица Б.В., Иванова А.В., Квасница В.Н., Кульчицкая А.А., Куц В.П., Мельников В.С., Павлишин В.И., Туркевич Г.И. Киев: Наук. думка, 1981. 432 с.
18. Павлишин В.И. Типоморфизм кварца, слюды и полевых шпатов в эндогенных образованиях (на примере минеральных комплексов Украины): автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Львов, 1980. 52 с.
19. Павлишин В.И. Типоморфизм кварца, слюды и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.
20. Павлишин В.И., Багмут Н.Н., Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Егорова Л.Н., Кузнецов Г.В., Кульчицкая А.А., Мазыкин В.В., Мельников В.С. Минералогические критерии рудоносности гранитов и пегматитов (на примере месторождений и рудопроявлений Украины). *Мінерал. журн.* 1991. 13, № 3. С. 3—24.
21. Павлишин В.И., Белых Н.А., Возняк Д.К. и др. Метапегматиты: новый генетический тип месторождений редких элементов. Тез. докл.: "Закономерности эволюции земной коры". Санкт-Петербург, 1996. Т. 2. С. 135.
22. Павлишин В.И., Мельников В.С., Вовк П.К. Типоморфизм минералов и происхождение камерных пегматитов. В сб.: Геология и генезис пегматитов. Ленинград: Наука, 1983. С. 131—144.
23. Павлишин В.І., Чернієнко Н.М. Літій у надрах України. Ч. 1. Поширення й форми знаходження літію в мінеральних комплексах України. *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 1. С. 3—20. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.003>
24. Петрология, геофизика и рудоносность редкометальных гранитов Приазовья (Украинский щит). Е.М. Шеремет, Е.В. Седова, С.Н. Стрекозов, С.Г. Кривдик, П.И. Пигулевский. Донецк: Ноулидж, 2013. 214 с.
25. Радиоспектроскопия полевых шпатов. Матяш И.В., Литовченко А.С., Багмут Н.Н., Прошко В.Я. Киев: Наук. думка, 1981. 112 с.
26. Рокачук Т.А., Павлишин В.И. Термолюминесцентные особенности щелочных полевых шпатов из районов редкометальной и урановой минерализации. *Конституция и свойства минералов.* 1976. Вып. 10. С. 79—92.
27. Розанов К.И., Лавриненко Л.Ф. Редкометальные пегматиты Украины. Москва: Наука, 1979. 140 с.
28. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К. и др. Киев: Наук. думка, 1980. 196 с.
29. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. Москва: Изд-во АН СССР, 1960. Избр. тр. Т. VI. 743 с.
30. Melnikov V.S. Evolution of Twin Structure of Alkali feldspars. 1. Feldspars enriched with potassium. *Mineral. Journ. (Ukraine).* 2001. 23, № 5/6. P. 47—64.

Надійшла 25.04.2023

REFERENCES

1. Bahmut, M.M., Pavlyshyn, V.I., Lytovchenko, A.S. and etc. (1977), *Reps UkrSSR Acad. Sci., Ser. B*, No. 10, Kyiv, UA, pp. 871-874 [in Ukrainian].
2. Bezpalko, N.A. (1970), *Petrology and accessory minerals of granites and metasomatites of Northern Volyn*, Nauk. dumka, Kyiv, 163 p. [in Ukrainian].
3. Vovk, P.K. and Pavlyshyn, V.I. (1974), *Mineral. Coll. Lvov Univ.*, No. 28, Iss. 1, Lvov, pp. 18-30 [in Russian].
4. Voznyak, D.K., Bugaenko, V.M., Galaburda, Yu.A., Melnikov, V.S., Pavlyshyn, V.I., Bondarenko, S.M. and Syomka, V.O. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 22, No. 1, Kyiv, pp. 21-41 [in Ukrainian].
5. Grechanovska, O.Ye. (2021), *Theses of the All-Ukrainian of sci. conf., Kyiv, Septem. 8-9, 2021, IGMOF of NAS of Ukraine*, Kyiv, pp. 278-281 [in Ukrainian].
6. Eremenko, G.K., Ivanov, B.N., Belykh, N.A., Kuzmenko, A.V. and Makivchuk, O.F. (1996), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 18, No. 1, Kyiv, pp. 48-57 [in Russian].
7. Isakov, L.V. (2007), *Fields of granite pegmatites of the Western Azov region*, UkrDGRI, Kyiv, 134 p. [in Ukrainian].
8. Isakov, L.V. (2009), *Geological and structural regularities of the formation of granite pegmatite fields of the East Ukrainian pegmatite region*, Abstr. of DrSc. geol. sci. diss., Lviv, 40 p. [in Ukrainian].
9. Kichurchak, V.M. (1988), *Laws of localization, structure and origin of pegmatites in one of the regions of the Ukrainian Shield*, Abstr. of PhD geol.-min. sci. diss., Kyiv, 14 p. [in Russian].

10. Kuznetsov, G.V. and Tarashchan, A.N. (1988), *Luminescence of granite pegmatite minerals*, Nauk. dumka, Kyiv, 180 p. [in Russian].
11. Lazarenko, E.K., Pavlishin, V.I., Latysh, V.T. and Sorokin, Yu.G. (1973), *Mineralogy and genesis of chamber pegmatites of Volyn*, Publ. Lviv Univ., Lviv, 359 p. [in Russian].
12. Lupashko, T.M., Tarashchan, A.M., Ilchenko, K.O., Grechanovska, O.E. (2023), Crystal chemical features of green and light-blue amazonite and geochemical aspects of their formation processes. *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 45, No. 1. Kyiv, pp. 21-39 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.021>
13. Lyashkevich, Z.M. (1971), *Metasomatites of the Eastern Azov region*, Nauk. dumka, Kyiv, 203 p. [in Russian].
14. Melnikov, V.S. (2010), *Crystallochemical and genetic nature of inversion twins of alkali feldspars*, Abstr. of Dr.Sc. geol. sci. diss., Kyiv, 45 p. [in Ukrainian].
15. Melnikov, V.S., Pavlyshyn, V.I., Pshentsova, N.P. and Usenko, O.V. (1991), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 13, No. 4, Kyiv, pp. 12-25 [in Russian].
16. Metalidi, S.V. and Nechaev, V.S. (1983), *Sushchano-Perzhansk zone (geology, mineralogy, ore content)*, Nauk. dumka, Kyiv, 136 p. [in Russian].
17. Lazarenko, E.K., Lavrinenko, L.F., Buchinskaya, N.I., Galiy, S.A., Voznyak, D.K., Galaburda, Yu.A., Zatsikha, B.V., Ivanova, A.V., Kvasnitsa, V.N., Kulchitskaya, A.A., Kuts, V.P., Melnikov, V.S., Pavlishin, V.I. and Turkevich, G.I. (1981), *Mineralogy of the Azov region*, Nauk. dumka, Kyiv, 432 p. [in Russian].
18. Pavlishin, V.I. (1980), *Typomorphism of quartz, micas and feldspars in endogenous formations, (on the example of mineral complexes of Ukraine)*, Abstr. of DrSc geol.-min. sci. diss., Lviv, UA, 52 p. [in Russian].
19. Pavlishin, V.I. (1983), *Typomorphism of quartz, micas and feldspars in endogenous formations*, Nauk. dumka, Kyiv, 232 p. [in Russian].
20. Pavlishin, V.I., Bagmut, N.N., Voznyak, D.K., Galaburda, Yu.A., Egorova, L.N., Kuznetsov, G.V., Kulchetskaya, A.A. and Mazykin, V.V. and Melnikov, V.S. (1991), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 13, No. 3, Kyiv, pp. 3-24 [in Russian].
21. Pavlyshyn, V.I., Belykh, N.A., Vozniak, D.K. and et al. (1996), *Paper abstracts: "Regularities in the evolution of the Earth's crust"*, Vol. 2, St. Petersburg, RU, p. 135 [in Russian].
22. Pavlishin, V.I., Melnikov, V.S. and Vovk, P.K. (1983), In: *Geology and genesis of pegmatites*, Nauka, Leningrad, RU, pp. 131-144 [in Russian].
23. Pavlyshyn, V.I. and Cherniyenko, N.M. (2023), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 45, No. 1, Kyiv, pp. 3-20 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.003>
24. Sheremet, E.M., Sedova, E.V., Strekozov, S.N., Kryvdik, S.G. and Pigulevsky, P.I. (2013), *Petrology, geophysics and ore content of rare-metal granites of the Sea of Azov (Ukrainian Shield)*, Knowledge, Donetsk, UA, 214 p. [in Russian].
25. Matyash, I.V., Litovchenko, A.S., Bagmut, N.N. and Proshko, V.Ya. (1981), *Radiospectroscopy of feldspars*, Nauk. dumka, Kyiv, 112 p. [in Russian].
26. Rokachuk, T.A. and Pavlyshyn, V.I. (1976), *Constitution and properties of minerals*, Vol. 10, pp. 79-92 [in Russian].
27. Rozanov, K.I. and Lavrinenko, L.F. (1979), *Rare-metal pegmatites of Ukraine*, Nauka, Moscow, 140 p. [in Russian].
28. Usenko, I.S., Rokachuk, T.A., Kramarenko, N.K. and etc. (1980), *Alkaline feldspars of granitoids of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, 196 p. [in Russian].
29. Fersman, A.E. (1960), *Pegmatites*, Vol. 1. *Granitic pegmatites*, Publ. House Acad. Sci. USSR, Sel. works, Vol. VI, Moscow, 743 p. [in Russian].
30. Melnikov, V.S. (2001), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 23, No. 5-6, Kyiv, pp. 47-64.

Received 25.04.2023

V.I. Pavlyshyn, DrSc (Geology, Mineralogy), Prof.,
Academician of the Higher School of Ukraine, Head of Department
E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

N.M. Cherniyenko, PhD (Geology), Senior Research Fellow
E-mail: nata.cherniyenko@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1831-234X>

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

LITHIUM IN THE SUBSOIL OF UKRAINE

Part 3. Mineralogy of lithium-bearing objects: feldspars

Traditionally, feldspars are characterized in the following order: Volyn chamber pegmatites — Perzhansky ore node — kamyano-mohyla (stone grave) complex of Azov region — Kruta Balka rare-metal deposit — Shevchenkivske rare-metal deposit — rare-metal pegmatites of Inhulsky megablock. Feldspars in the chamber pegmatites of the Volyn are represented by maximum microcline-perthite, rarely by intermediate orthoclase and albite. Widely developed feldspars with close regularity, but different symmetry. The form of discharge is granular aggregates and

polyhedral crystals. The outline of potassium feldspar crystals is varied. Crystals of only two morphological types have a clear arrangement: I — early high-temperature bar-like individuals, concentrated in the cavities of the graphic zone; II — columnar pseudo-hexagonal crystals in sinkholes. Among albite crystals, three morphological types are distinguished, depending on acidity-alkalinity and crystallization temperature. Feldspars of chamber pegmatites are well studied by radio spectroscopic, luminescent and genetic methods. Within the boundaries of the Perzhansky ore complex, multi-grained polygenic microcline-perthite dominates, the structural state of its potassium phase corresponds to a high degree of ordered distribution of Si and Al (maximum microcline). The evolution of the twin structure of potassium feldspars is briefly covered and illustrated. Pure microcline and amazonite (probably the purest on the Ukrainian Shield) were found in the perzhansky metasomatites. Feldspars are the leading minerals of the stone-burial complex of the Azov region, represented by microcline and microcline-perthite. A characteristic feature of the microcline rocks of the complex is the unique giant dendritic crystals of pink microcline. Feldspars in the Kruta Balka rare metal deposit are represented by albite, albite-oligoclase and microcline. Two feldspars — microcline and albite (in the form of perthites in microcline and independent aggregates) were diagnosed in the Shevchenkivske deposit. Microcline makes up 15-20% of the volume of pegmatites and represented by three generations. The mineralogy of feldspars in the pegmatites of the Inhulsky megablock is different. They are represented by monoclinic orthoclase, microcline and plagioclase (mostly albite, occasionally oligoclase). Their content in rocks is mostly >50%, but albite >potassium feldspar. In general, these feldspars have features uncharacteristic of rare-metal pegmatites: 1) high symmetry (monoclinic) and low order ($t_1 > 0,7$); 2) micropertite decay structure; 3) the initial and middle stages of monodomainization are manifested. These and other features of minerals are a consequence of the specific origin of pegmatites, which represent a new genetic type of deposits of rare elements — metapegmatites.

Keywords: feldspars, microcline, albite, microcline-perthite, orthoclase, oligoclase, chamber pegmatites, rare metal pegmatites, metasomatites, Ukrainian Shield.