

УДК 549.021 + 552.322.2 (477.42)

Л.В. Шумлянський¹, В.М. Загнітко²

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com

² Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90

ІЗОТОПНИЙ ВІК, ГЕОХІМІЧНІ ТА МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПЕГМАТИТІВ В АНОРТОЗИТАХ ВОЛОДАРСЬК-ВОЛИНСЬКОГО МАСИВУ, КОРОСТЕНСЬКИЙ ПЛУТОН

Складні за будовою пегматитові тіла широко розповсюджені серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву — найбільшого анортозитового масиву у складі Коростенського анортозит-рапаківігранітного плутону. Пегматити зазвичай утворюють жиліподібні тіла або ізометричні виділення розміром до 2 м. Жиліподібні тіла нерідко містять порожнини. В окремих випадках вдавалось спостерігати розшарованість пегматитових тіл на меланократову (нижня частина тіл) та гранітоїдну (верхня частина) складові. У будові пегматитових тіл бере участь велика кількість мінералів, серед яких плагіоклаз (олігоклаз-альбіт), лужні польові шпати, піроксени ($En_{29-38} \times Fs_{16-29} Wo_{40-50}$), олівін (Fe_{65-73}), ільменіт, біотит, широка гама сульфідних мінералів, кварц, карбонати, амфіболи, апатит, циркон, преніт, епідот, глинисті мінерали тощо. Ізотопний склад стронцію ($\epsilon Sr_{1760} = -16,4$ в анортозиті та $-17,1$ в пегматиті) і неодиму ($\epsilon Nd_{1760} = -0,7$ в анортозиті та $-1,3$ в пегматиті) вказує на походження цих порід з єдиного вихідного розплаву. Ізотопний склад кисню, вуглецю та сірки в мінералах, вилучених з різних пегматитових тіл, також вказує на відсутність значних ізотопних розбіжностей. Ізотопний вік, визначений U-Pb методом за цирконами, виділеними з пегматитів, становить $1758,1 \pm 3,4$ млн рр. і в межах похибки збігається з віком анортозитів, що їх вмщують. Пегматитові тіла серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву являють собою результат кристалізації залишкового інтерстиційного розплаву. В межах кожної конкретної залишкової магматичної камери відбувалась кристалізаційна диференціація, внаслідок якої формувались зональні тіла. За своїм складом мафічна частина пегматитових тіл наближується до йотунітів, які нерідко розглядаються як продукти кристалізації залишкових по відношенню до анортозитів розплавів.

Вступ. Пегматитові тіла є доволі розповсюдженими серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву, їх можна спостерігати практично у всіх кар'єрах, що розкривають анортозити масиву. Пегматити займають невеликий об'єм, але мають велике петрологічне значення, оскільки є продуктом кристалізації залишкових розплавів. Крім того, ці породи мають незвичний мінеральний склад, що дещо відрізняється від складу вмісних анортозитів. Наскільки відомо авторам, пегматити серед анортозитів анортозит-рапаківігранітних формацій не є надто розповсюдженими. Лише

декілька публікацій присвячено можливим продуктам кристалізації залишкових (після анортозитів) розплавів. У той же час проблема магматичної еволюції анортозит-рапаківігранітних комплексів є надзвичайно актуальною, особливо з огляду на пов'язані з цими комплексами родовища.

У цій статті описано геологічне положення, речовинний склад та одержані за допомогою ізотопного U-Pb датування значення віку пегматитових тіл серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву (рис. 1). На підставі отриманих даних зроблено висновок про спорідненість пегматитів з анортозитами, що їх вмщують, і про кристалізацію їх із залишко-

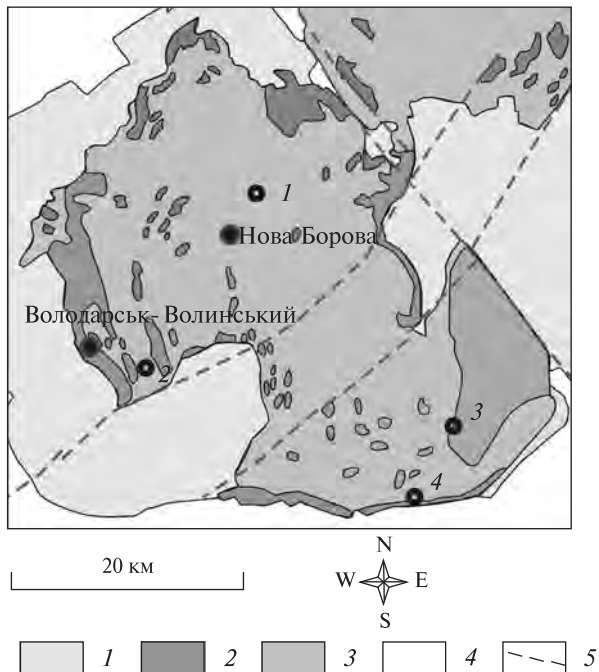


Рис. 1. Схематична геологічна карта Володарськ-Волинського анортозитового масиву: 1 — граніти рапаківі та інші гранітоїди коростенського комплексу; 2 — габроїди пізньої габроїдної серії; 3 — анортозити та споріднені з ними породи; 4 — породи, що вміщують Коростенський плутон: граніти житомирського комплексу, метаморфічні утворення тетерівської серії; 5 — найбільші розломні зони. Місця відбору проб — кар'єри (цифри на рисунку): 1 — Синій Камінь, 2 — Паромівський, 3 — у с. Горбулів, 4 — у с. Слобідка

Fig. 1. Schematic geological map of the Volodarsk-Volynsk anorthosite massif: 1 — rapakivi and other granitoid rocks of the Korosten complex; 2 — gabbroid rocks of the late gabbroid series; 3 — anorthosite and related rocks; 4 — host rocks for the Korosten pluton: granite of the Zhytomyr complex, metamorphic rocks of the Teteriv series; 5 — main fault zones. Numbers indicate sampling sites (quarry): 1 — Syniy Kamin; 2 — Paromivka; 3 — Gorbuliv; 4 — Slobidka

вих розплавів. Вказано на подібність складу мафічних пегматитів і "розвинених" йотунітів.

Геологічне положення та мінеральний склад. Кар'єр в с. Паромівка (так званий Федорівський кар'єр) розкриває монотонні темні до чорних гігантозернисті анортозити, що іризують, розмір кристалів плагіоклазу яких нерідко сягає 10 см. У стінках кар'єру спостерігається чітка трахітоїдність, що полягає в субпаралельному розташуванні лейст плагіоклазу. Анортозит складений переважно андезином An_{43-45} [3]. Інтерстиційний простір виповнений клінопіроксеном, олівіном, біотитом, амфіболом та ільменітом. У невеликій кількості присутні кварц та калішпат. Темноколірні мінерали розподі-

лені дещо нерівномірно, утворюють окремі скупчення.

Дослідження пегматитів с. Паромівка має довгу історію (див. [3]). В.Ю. Тарасенко (1895) відзначав, що серед анортозитів кар'єру "місцями з'являються ізольовані білі ділянки неправильної форми. Ці ділянки складені або кальцитом, або кальцитом та кварцом"*. В.М. Чирвінський описував серед анортозитів кар'єру меланократові шліри розмірами до 8 см, складені майже виключно титаномагнетитом та апатитом. П.І. Лебедев [3] вказував на наявність великих (до 30—40 см) шліроподібних ділянок габрового складу, що являли собою крупнозернисту породу, складену лабрадором, інвертованим піжонітом (авгітом з пластинчастими вrostками ортопіроксену), титаномагнетитом, апатитом та продуктами зміни авгіту — бурою роговою обманкою та біотитом.

Олівін-апатит-титаномагнетитове скупчення (пегматит) у складі згаданого вище меланократового шліру, описане в роботі [3], сформовано переважно крупнокристалічним зростком залізного олівіну (Fe_{73}) та апатиту. Крім того, до складу цієї породи входить лужний амфібол, що знаходиться у тісному парагенезисі зі значними виділеннями титаномагнетиту. У невеликій кількості присутні плагіоклаз, біотит, кальцит та сульфідні мінерали (пентландит і піротин).

Під час огляду Паромівського кар'єру ми спостерігали великі (до 1,5—2 м у перетині) пегматитові тіла з поступовими переходами до лабрадоритів. Загалом, зазначені пегматити контрастні — окремі їх ділянки мають меланократовий (ультрамафітовий) склад, в той час як інші виповнені класичним кварц-польовошпатовим графічним зростком та перетинаються малопотужними (3—4 см) жилами молочно-білого кварцу. Меланократові ділянки складені великими (до 5 × 10 см) кристалами клінопіроксену, нерідко — фулярювидними (рис. 2), значними виділеннями титаномагнетиту та інших мінералів. Ділянки пегматитів кислого складу побудовані в цілому просто і є кварц-польовошпатовим графічним зростком. Комплекс другорядних та акцесорних мінералів доволі складний і включає біотит, різко видовжені кристали (лужного?) амфіболу, апатит, ільменіт, титаномагнетит, сульфідні (в тому числі молібденіт), кальцит, глинисті міне-

*Цитата за [3]. Переклад з російської авторів.

рали, циркон та недиагностований мінерал волокнистої будови.

Жилоподібні виділення молочно-білого кварцу містять нечисленні дрібні (діаметром до 2–3 см) порожнини, виповнені кварцом, який іноді переходить в аметист. При цьому вдається виділити декілька генерацій кварцу, перша з яких (молочно-білий кварц, пересичений газом-рідкими та кристалічними включеннями) виповнює основний об'єм прожилків. Друга генерація — водяно-прозорі кристали кварцу зі слабким буруватим відтінком, вкриває поверхню заноришів та відкритих тріщин. Місцями кварц цієї генерації переходить у моріон. Найбільш пізніми є виділення добре огранених кристалів аметисту, що наростають на кварц другої генерації. І, нарешті, найпізнішими є виділення кальциту, що вкривають усі описані вище мінерали.

Кар'єр Синій Камінь (с. Турчинка) розкриває однорідний за зернистістю та структурою ясносірий середньозернистий анортозит зі слабкою іризацією. Структура цих порід крупно-, гіпідіоморфно- та рівномірнозерниста. Текстура в цілому масивна. Плагіоклаз складає до 95 % об'єму породи, решта 5 % репрезентована переважно піроксенами (піжоніт та авгіт). Другорядні мінерали — біотит, рудні, олівін, калієвий польовий шпат.

Серед анортозитів кар'єру трапляються шліри пегматитів розміром до 1–1,5 м. В стінках кар'єру вдається спостерігати зональні (розширені) пегматитові тіла: нижня частина тіл має основний склад та побудована з величезних кристалів піроксену (середній розмір 10–15, іноді — до 80 см), олівину (до 10 см) та плагіоклазу (до 10–15 см), верхня представлена пегматитом гранітного складу (рис. 3).

Меланократова частина пегматитових тіл складена переважно темноколірними мінералами, серед яких відзначаються рясні виділення рудного (ільменіту), а також сульфіди (пентландит). У вигляді ізометричних "гнізд" розміром близько 1 см присутні скупчення напівпрозорого темно-червоного аморфного мінералу. Під мікроскопом вдається простежити співвідношення між головними мінералами меланократової частини пегматиту. Рудний мінерал (ільменіт) утворює грубі великі симплектитові зростання з плагіоклазом та клінопіроксеном. Широко розвинуті тонкі симплектитові зростання ільменіту з зеленим біотитом та тонкозернистим карбонатом. Кліно-

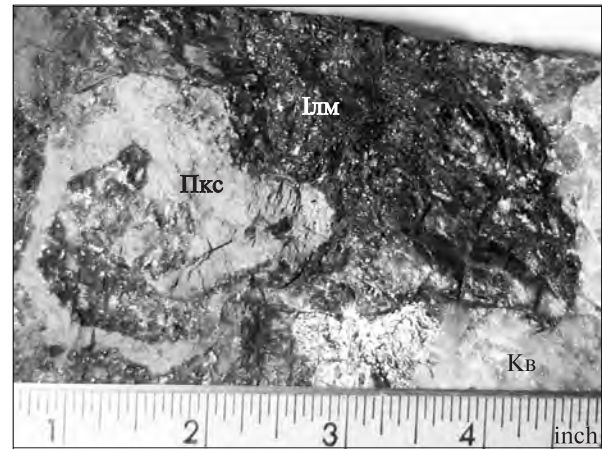


Рис. 2. Футлярювидний кристал піроксену з кар'єру в с. Паромівка. Пкс — піроксен, Ілм — ільменіт, Кв — кварц

Fig. 2. Case-like crystal of pyroxene from the Paromivka quarry. Пкс — pyroxene, Ілм — ilmenite, Кв — quartz

піроксен формує округлі (резорбовані?) включення в кристалах рудного мінералу. Плагіоклаз утворює великі незональні або слабозональні кристали з чітким тонким полісинтетичним двійникуванням. Біля контакту з ільменітом по тріщинах слабо заміщується тонкозернистим хлоритом. Власне межа з ільменітом — нерівна, звивиста, безпосередньо на контакті в плагіоклаз врастають дрібні пластинки коричнево-червоного біотиту, а також дуже тонкі біотит-ільменітові ± карбонат симплектити. Карбонат трапляється також в окремих зонах — тріщинках, місцями дуже сильно заміщуючи клінопіроксен. Також спостерігались виділення біотит-карбонат-хлоритових агрегатів. Відзначено окремі зерна кварцу.

"Кисла" зона пегматитових тіл складена плагіоклазом (70 %), калієвим польовим шпатом (20 %) та темноколірними мінералами — до 10 %, серед яких переважають амфібол та біотит. Породу в цілому утворена великими таблитчастими кристалами плагіоклазу сірого, ділянками — блідо-зеленого кольору, між якими розташовуються виділення червоного мікрокліну. Амфібол формує лінзовидні виділення (агрегати) вугільно-чорного кольору розміром до 2–3 см. Пентландит розвивається по тріщинках спайності як в амфіболі, так і в плагіоклазі. Нерідко зустрічаються доволі великі (розміром з сірник) виділення апатиту. Крім того, порода містить нечисленні дрібні (до 5 мм) гнізда, виповнені карбонатним мінералом. За допомогою рентгенівської дифрак-



Рис. 3. Розширене пегматитове тіло в кар'єрі Синій Камінь: *a* — висота знімку близько 1,5 м; *б* — фрагмент пегматитового тіла, ширина фото — 50 см

Fig. 3. Layered pegmatitic body in the Syniy Kamin quarry: *a* — height of the picture is about 1.5 m; *b* — fragment of the pegmatitic body, width of the picture is about 50 cm

тометрії в цій породі діагностовано олівін складу Fa_{60} .

Ділянками порода набуває складу кварцового діориту з середньо-, рівномірно-, гіпідіоморфнозернистою до алотріоморфнозернистої структурою. Головні мінерали, % — плагіоклаз (60–65), кварц (10–15), рогова обманка (20), біотит (до 5). Другорядні — циркон, апатит, рудний. Плагіоклаз формує призматичні, короткопризматичні до квадратних, гіпідіоморфні кристали зі звивистими межами. Дуже сильно проявлена зональність у формі округлих "тіней". Центральні частини кристалів плагіоклазу зазвичай підлягають слабкій хлоритизації, іноді — також карбонатизації. Розмір зерен плагіоклазу — близько 1 мм. Кварц формує ізометричні зерна неправильно-округлої форми, пристосованої до форми кристалів плагіоклазу, що їх оточують. З роговою обманкою зазвичай утворюють складні зростання. Погасання хвилясто-блокове. Рогова обманка — ізометричні, призматичні кристали розміром близько 1 мм з різким плеохроїзмом від безбарвного до трав'яно-зеленого. Форма зерен неправильна, ксеноморфна. Біотит — відносно численні, погано сформовані таблички

розміром 0,5–1,0 мм, плеохроїзм — від ясно-жовтого до інтенсивно-коричневого. Навколо включень апатиту розвиваються малопотужні плеохроїчні облямівки. Рудні мінерали формують нечисленні скупчення дуже дрібних (0,05 мм) ізометричних кристалів. Зазвичай асоціюють з темноколірними мінералами. Апатит — нечисленні дрібні (0,05 мм) ізометричні ідіоморфні зерна, що утворюють включення у всіх мінералах. Циркон — нечисленні дрібні (0,05–0,1 мм) кристали.

Кар'єр с. Горбулів є надзвичайно цікавим перш за все тим, що розкриває контакт між породами головної анортозитової серії (A_2 , за [12]) та габро пізньої габроїдної серії (G_4). Більша частина кар'єру складена гігантозернистими чорними до темно-сірих лейкогаброїдами та анортозитами, що іризують у синіх, іноді з жовтуватим відтінком, тонах. Ділянками гігантозернисті лейкогабро переходять у рівномірно-крупно- та середньозернисті відміни. Для лейкократових порід кар'єру характерні середньо- та рівномірнозернисті, субофітові до гіпідіоморфнозернистих структури, часто з ознаками дроблення та заміщення. Мінеральний склад порід дещо варіює, але го-

ловними мінералами є, %: плагіоклаз — від 75 до 90, олівін — 7—10, піроксени (клінопіроксен, інвертований піжоніт) — до 10, біотит та рудні мінерали — 2—3, калієвий польовий шпат, карбонат, кварц, апатит.

Пегматоїдні виділення Горбулівського кар'єру раніше були стисло описані П.І. Лебедевим [4] та В.С. Соболевим [7]. Обидва ці дослідники відзначали наявність серед анортозитів кар'єру жильних тіл потужністю до 2 м, складених калієвим польовим шпатом, кварцом, пегматоїдними (графічними) зростаннями кварцу та польового шпату, біотитом. В центральних частинах пегматоїдних жил траплялись (і дотепер трапляються) доволі значні за розміром (до 20 см) міаролові порожнини, виповнені дрібними кристалами кварцу (відзначається декілька генерацій, у порядку виділення: "білий" (безбарвний), моріон та аметист), польового шпату, кальциту. Центральні частини нерідко виповнюються глинистою (схожою на картон) масою табачного кольору, яка П.І. Лебедевим описана як гізінгерит. Нами цей мінерал був досліджений за допомогою методів рентгенівської дифрактометрії, а його склад визначений рентгенфлюоресцентним методом [9]. Згідно з даними рентгенівської дифрактометрії, мінерал можна діагностувати як сапоніт або сепіоліт. Втім хімічний аналіз цього мінералу вказує на перевагу заліза над магнієм, а алюміній практично відсутній. Для точнішої діагностики цього мінералу необхідні подальші дослідження. Домішка СаО може бути спричинена присутністю деякої кількості кальциту, на наявність якого вказують результати рентгенофазового аналізу. До пегматитів приурочені численні виділення сульфідних мінералів (халькопірит, пірит, марказит), що формують у порожнинах доволі значні (до 5—8 мм) добре огранені кристали. У великих порожнинах нерідко можна спостерігати добре сформовані кристали польових шпатів розміром 1—10 см.

Самі пегматитові жили нерідко містять фрагменти дезінтегрованих вмісних анортозитів, зцементовані пегматоїдною масою. Подеколи в пегматитах розвиваються польовошпат-рудні (ільменітові) середньозернисті скупчення плямистого вигляду.

По різких границях такі ділянки контактують з темною породою "амфіболітового" складу, що містить кварц-карбонат-сульфідно-глинисті сегрегації. Структура цієї породи се-

редньо-, рівномірно-, гіпідіоморфнозерниста до алотріоморфнозернистої, призматично-зерниста. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — до 45, біотит — 15, рогова обманка — 40; з другорядних мінералів присутні апатит, сфен, рудні, карбонат.

Плагіоклаз має вигляд ізометричних, близьких до квадратних або округлих, лише іноді — короткотабличчастих кристалів розміром 0,75—1,0 мм; деякі з них сягають розміру 1 × 2,0—2,5 мм. Повсючасно спостерігається зональність, при цьому центральні зони нерідко слабо карбонатизовані. Співвідношення з темноколірними мінералами за ступенем ідіоморфізму більш-менш рівні.

Рогова обманка формує ізометричні або короткопризматичні, погано розвинуті кристали розміром близько 0,5 мм, що плеохроюють від безбарвного до ясно-трав'яно-зеленого кольору. Біотит утворює дрібні (<0,5 мм) погано сформовані таблички. Плеохроїзм від дуже ясно-жовтого до ясно-зеленувато-коричневого. Навколо включень апатиту в біотиті розвиваються потужні плеохроїчні облямівки. Дуже слабкі плеохроїчні облямівки спостерігаються іноді навколо включень сфену.

Апатит у вигляді численних дрібних (0,05—0,1 мм) кристалів утворює включення у всіх інших мінералах. Кристали сфену також доволі численні дрібні (0,05—0,1 мм) ізометричні, іноді ромбічні. Асоціює з темноколірними мінералами, особливо — з біотитом, включень у плагіоклазі не утворює. Рудні — нечисленні дрібні (0,1 мм) ізометричні кристали, очевидно, сульфіди. Карбонат формує нечисленні інтерстиційні виділення.

Кар'єр с. Слобідка розкриває гігантозернисті лейкотроктоліти та анортозити, що іризують. Порооди масивні, однорідні. Структура габрова. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 80—90, олівін — до 15, ромбічний піроксен — 2—3, клінопіроксен та біотит — до 1. Крім того, відзначаються рудні мінерали, апатит.

Серед анортозитів кар'єру місцями зустрічаються невеликі пегматоїдні сегрегації, складені кварцом, біотитом, клінопіроксеном та плагіоклазом. Ділянками спостерігаються сегрегації суцільного кварцу, які містять великі (до 1 см) кристали чорного біотиту. Трапляються окремі порожнини, де кварц розвивається у вигляді добре сформованих кристалів. Центральна частина порожнин часто виповнена пісочно-жовтою, м'якою глинистою ма-

сою (за результатами рентгенофазового аналізу — сепіолітом з домішкою кальциту).

Хімічний склад мінералів. Деякі відомості про хімічний склад мінералів пегматитів в основних породах Коростенського плутону наведено у попередній публікації [9], а також у роботах [1, 3, 7].

Головними породотворювальними мінералами порід серії A_2 є плагіоклаз, піроксени, олівін; до другорядних і акцесорних належать рудні, калішпат, біотит, апатит, кварц; до вторинних — глинисті, серицит, преніт, епідот, кліноцоїзит, карбонати, амфіболи, хлорит, ідингсит, тальк.

Польові шпати. Плагіоклаз анортозитів за хімічним складом відповідає андезину та лабрадору An_{48-60} , вміст ортоклазового міналу становить 2–10 %. Склад проаналізованої нами монофракції плагіоклазу, виділеної з анортозитів Володарськ-Волинського масиву, варіює від $Ab_{40}An_{56}Or_4$ до $Ab_{46}An_{45}Or_9$ (табл. 1). В останньому разі низька основність плагіоклазу пов'язана, очевидно, з деякою домішкою калієвого польового шпату. У плагіоклазах з анортозитів було також визначено вміст деяких з мікроелементів і встановлено їх зако-

номірний зв'язок зі складом плагіоклазу. Так, вміст Ga, Rb, Zr, Zn, Pb та Ba закономірно зменшується зі збільшенням основності мінералу, а вміст стронцію зростає.

Калієвий польовий шпат доволі широко, але у незначній кількості розповсюджений в породах головної анортозитової серії. Він формує як антипертити у кристалах плагіоклазу, так і доволі значні, до 6 мм, інтерстиційні зерна амебоподібної форми, іноді в асоціації з кварцом.

Польові шпати, виділені з пегматитових тіл в анортозитах, виявляються набагато більш кислими та лужними. Результати мікрозондового аналізу польових шпатів з двох пегматитових тіл вказують на те, що в пегматитах присутні як кислі плагіоклази (від олігоклазів до альбітів), так і калієві та лужні польові шпати (табл. 1).

Піроксени. Згідно з даними [6], ортопіроксен з анортозитів Володарськ-Волинського масиву являє собою інвертований піжоніт. Його монофракції з вrostками авгіту мають склад проміжного піжоніту $En_{45}Fs_{49}Wo_6$. Мікрозондові визначення свідчать, що ортопіроксенова матриця за складом відповідає гіперстену $En_{45-54}Fs_{44-54}Wo_{1-2}$, а пластинчасті вrostки ма-

Таблиця 1. Хімічний склад плагіоклазів з анортозитів та пегматитів Володарськ-Волинського масиву — результати рент по монофракціях (РФ) та мікрозондового аналізу (МЗ)

Table 1. Chemical composition of plagioclases separated from anorthosites and pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif, due and microprobe analyses (MЗ)

Порода	Метод аналізу	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	В.п.п.	Сума
<i>Горбулівський кар'єр</i>													
Пегматит	РФ	63,93	0,14	20,81	0,36	<0,01	0,12	4,62	3,86	5,44	0,07	0,25	99,59
Анортозит	РФ	54,51	0,08	24,92	0,28	0,01	0,03	9,44	5,31	1,61	0,16	—	96,34
<i>Кар'єр в с. Паромівка</i>													
Пегматит	РФ	65,51	0,02	19,24	0,60	<0,01	0,11	1,54	4,32	8,36	0,02	0,32	100,04
	МЗ	65,02	—	21,53	0,24	0,03	—	3,56	7,68	0,57	—	—	98,79
	МЗ	64,05	0,03	17,35	0,17	0,02	—	0,02	0,83	16,17	—	—	98,72
Анортозит	РФ	55,80	0,10	25,96	0,48	0,01	0,07	9,52	5,74	1,10	0,04	—	98,80
<i>Кар'єр Синій Камінь</i>													
Пегматит	РФ	61,29	0,06	22,41	0,37	<0,01	0,11	4,56	5,96	4,14	0,04	0,77	99,73
	МЗ	64,14	0,27	17,68	0,26	0,02	0,05	0,04	—	17,46	—	—	100,20
	МЗ	69,99	0,04	19,38	0,09	0,02	—	0,20	9,31	0,03	—	—	99,29
Анортозит	РФ	53,61	0,10	27,72	0,43	0,01	0,09	11,36	4,47	0,62	0,04	—	98,43
<i>Кар'єр в с. Слобідка</i>													
	РФ	55,70	0,08	26,43	0,46	0,01	0,09	10,07	4,64	1,03	0,09	—	98,60
<i>Кар'єр в с. Сліпчиці</i>													
	РФ	57,29	0,08	25,70	0,51	0,01	0,03	9,58	4,60	1,27	0,13	—	99,20

Примітка. Вміст головних оксидів — у ваг. %, мікроелементів — у г/т.

Note. Main components in wt. %, minor elements — in ppm.

ють склад авгіту $En_{36-37}Fs_{21-23}Wo_{41-42}$. Моноклінний піроксен анортозитів зазвичай відповідає авгіту $En_{32-41}Fs_{23-28}Wo_{32-41}$. Йому властива тонка пластинчаста будова по (001), обумовлена наявністю вrostків піжоніту або гіперстену в салітовій матриці. Згідно з результатами мікрозондових визначень, салітова матриця має склад $En_{33-39}Fs_{16-19}Wo_{44-48}$.

Хімічний склад піроксену з пегматитів Паромівки досліджував раніше П.І. Лебедев [3]. Склад піроксенів з пегматитів Синього Каменю вивчено [9]. Отримані дані свідчать про широку варіативність складу піроксенів з пегматитів. Це переважно клінопіроксени, що є значно більш вапняними, ніж авгіти анортозитів ($En_{29-38}Fs_{16-29}Wo_{40-50}$). Клінопіроксен з пегматитів Паромівки, за даними П.І. Лебедева [3], має склад $En_{32}Fs_{41}Wo_{27}$. Досліджені нами клінопіроксени з пегматитів Синього Каменю мали помітні домішки Cr, Zn, V, Sc, Co, вміст яких в цілому не залежить від магнезійності мінералу.

Олівін з анортозитів Володарськ-Волинського масиву характеризується хімічним складом від гіалосидериту до ферогортоноліту (Fa_{43-77}). Вміст тefроїтової складової стано-

генофлюоресцентного аналізу

to XRF analyses of monofractions (PФ)

Pb	Ba	Ga	Nb	Rb	Sr	Th	U	Zr	Y	Ce	Ab	An	Or
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	39	26	35
12	533	61	3	34	536	4	1	37	5	20	46	45	9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40	8	52
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	77	20	3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	0	93
7	582	60	3	12	577	2	2	17	3	30	49	45	6
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	53	22	25
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0	100
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99	1	0
8	355	57	3	8	648	4	1	16	2	20	40	56	4
9	530	58	3	18	570	1	4	19	4	10	43	51	6
9	486	59	3	28	519	5	2	24	5	10	43	49	8

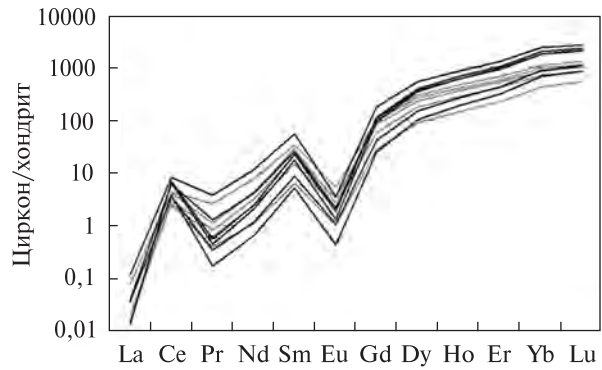


Рис. 4. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ в цирконах з пегматитів Володарськ-Волинського масиву. Сірим кольором показано циркони з пегматитів кар'єру с. Горбулів, чорним — з кар'єру с. Паромівка

Fig. 4. Chondrite-normalized pattern of REE in zircons separated from pegmatitic bodies among anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif. Grey are zircons from the Gorbuliv quarry, black — from the Paromivka quarry

вить 0,3—1,3 % і прямо корелює з залізистістю.

Склад олівіну з пегматитів Паромівки досліджено П.І. Лебедевим [3], а з пегматитів Синього Каменю — нами [9]. Обидва олівіни виявились доволі залізистими (Fa_{65-73}), але потрапляють у діапазон, властивий анортозитам. Олівін Синього Каменю має підвищений вміст цинку та кобальту, а також стронцію, барію та церію. Вміст нікелю є низьким.

Рудні мінерали в породах головної анортозитової серії — це ільменіт, титаномagnetит, піротин, халькопірит та пірит [6]. Відомості про склад їх у породах, що вміщують пегматити, відсутні. Ільменіт з пегматитів Горбуліва та Паромівки характеризується складом, близьким до стехіометричного з незначною домішкою гейкілітового та пірофанітового компонентів та незначною окисненістю заліза [9]. З домішок мікроелементів можна відзначити Zr, Nb та V, що містяться у помітній кількості.

Циркон є розповсюдженим мінералом пегматитів у анортозитах Володарськ-Волинського масиву. Циркони, виділені з пегматитових тіл Горбулівського та Паромівського кар'єрів, а також з кар'єру Синій Камінь, дуже подібні між собою та репрезентовані доволі великими (до 0,2 мм) уламками кристалів. Форма їх загалом призматична та видовжено-призматична, зрідка сплюснена, з грубою по-вздовжньою шорсткуватістю. Кристали прозорі, ледь забарвлені у рожевий чи коричневий колір. Люмінесценція під впливом катодних

променів дуже слабка або взагалі відсутня. Окремі уламки виявляють смугастість, яка, очевидно, є проявом ритмічної зональності.

Нами було досліджено хімічний склад цирконів, вилучених з пегматитів Паромівського та Горбулівського кар'єрів. Циркони обох тіл мають близький розподіл РЗЕ (табл. 2; рис. 4), який характеризується значним зростанням хондрит-нормованих концентрацій важких РЗЕ

відносно легких (концентрація лантану в цирконах в 10 разів нижче, ніж у хондриті С1, а ітербію та лютецію — приблизно в 1000 разів вище). Крім того, цирконам обох пегматитових тіл притаманні позитивна церієва та негативна європієва аномалії. В цілому циркони з пегматитів Паромівського кар'єру мають дещо вищий вміст важких РЗЕ і нижчий — середніх і легких. У порівнянні з цир-

Таблиця 2. Хімічний склад цирконів з пегматитів Володарськ-Волинського масиву, г/т

Table 2. Chemical composition of zircons separated from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif, ppm

Місце відбору проб	P	Ti	Y	Sn	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Nb	Pb	Th	U
Горбулівський кар'єр	193	36	939	128	0,01	3,32	0,22	3,87	6,16	0,31	28,0	91,9	31,6	131,2	216,9	38,4	11024	0,2	0,4	8,0	49,3	65,4
	151	23	1066	105	0,01	3,53	0,13	2,84	6,05	0,40	30,0	102,1	35,6	149,4	249,3	44,0	10091	0,2	0,4	11,7	76,4	95,6
	191	39	383	142	—	2,32	0,05	0,79	1,45	0,09	8,4	33,0	12,5	55,7	105,9	20,1	11787	0,2	0,4	3,8	23,5	42,8
	162	20	1221	113	0,01	4,08	0,15	3,15	6,48	0,23	32,3	113,7	40,1	169,4	274,6	49,3	11702	0,2	0,6	19,1	122,5	166,0
	151	35	428	86	0,01	2,13	0,05	0,97	1,98	0,13	10,3	38,9	14,3	63,7	117,3	21,1	8904	0,2	0,4	3,3	23,8	37,4
	136	28	1042	80	0,03	3,60	0,27	4,57	7,11	0,34	32,3	105,1	35,6	144,2	243,7	41,1	10515	0,2	0,4	9,1	69,3	84,3
	155	27	915	105	0,01	2,84	0,11	2,25	4,85	0,29	25,3	87,6	30,6	128,7	213,4	38,2	10515	0,2	0,4	8,9	58,8	78,1
	176	32	465	127	0,01	2,55	0,06	1,02	1,96	0,11	9,8	40,2	15,2	69,1	132,7	25,0	12889	0,2	0,5	5,6	36,5	66,5
	149	32	705	112	0,01	2,48	0,09	1,68	3,36	0,20	17,6	65,7	23,3	100,9	178,2	32,3	10854	0,2	0,4	5,4	36,1	55,8
185	29	1000	118	0,03	4,17	0,37	5,48	7,73	0,47	30,5	99,5	34,0	142,0	241,2	42,6	10685	0,2	0,4	11,9	76,4	92,5	
Кар'єр с. Паромівка	151	15	644	103	0,01	3,43	0,05	0,84	2,03	0,09	12,4	56,0	22,0	105,3	218,0	41,6	9837	0,4	0,7	4,5	29,1	53,9
	169	14	1480	92	0,01	5,90	0,18	2,86	5,83	0,19	32,5	136,8	51,1	230,6	442,8	78,4	11363	0,5	1,0	11,3	79,3	114,6
	191	13	1640	100	0,01	6,55	0,08	1,75	5,11	0,16	33,5	148,7	56,5	256,1	484,9	87,3	11957	0,5	1,1	14,0	94,9	132,8
	223	13	2227	100	0,02	8,36	0,27	5,77	11,43	0,32	55,9	216,0	78,1	341,7	619,2	109,1	12041	0,6	1,1	19,4	134,9	161,6
	176	9	1503	87	—	6,28	0,06	1,45	3,99	0,11	28,1	132,8	51,6	236,7	442,9	80,8	10600	0,4	1,0	14,3	96,5	136,7
	202	13	2088	96	0,04	7,94	0,51	8,17	12,52	0,31	54,8	206,5	73,6	321,6	578,2	102,1	11024	0,6	1,0	17,7	124,0	147,6
	175	5	941	113	—	10,28	0,03	0,60	1,83	0,03	13,4	77,2	32,3	161,7	349,4	66,6	16196	1,4	2,5	12,8	84,5	201,0
	206	6	1600	102	—	12,51	0,05	1,16	3,5	0,05	25,6	135,4	54,8	261,0	516,9	95,2	13907	1,1	2,2	21,6	143,5	245,2
	135	12	466	108	—	3,65	0,02	0,46	1,18	0,04	7,6	39,1	15,8	77,7	169,6	32,6	12550	0,4	0,9	3,9	25,7	57,9
	190	14	1559	102	—	5,27	0,08	1,88	5,00	0,20	32,8	142,1	53,9	240,5	444,7	81,2	10769	0,4	0,9	12,2	81,2	107,6

Таблиця 3. Хімічний склад пегматитів Володарськ-Волинського масиву (за результатами рентгенофлуоресцентного аналізу)

Table 3. Chemical composition of pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif (accordingly to the XRF analyses)

Місце відбору проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	В.п.п.	Сума	Cu	Pb
Слобідка	61,95	0,15	17,82	3,74	0,08	1,13	6,36	3,35	2,78	0,05	2,47	—	37	14
Паромівка	69,68	0,41	11,58	4,38	0,04	1,10	1,38	2,40	5,46	0,05	0,89	97,35	17	34
Синій Камінь	49,05	3,29	14,99	14,81	0,17	2,63	6,19	3,28	2,14	0,85	1,03	98,44	66	<10
Горбулів	52,49	1,21	15,00	10,69	0,10	3,37	5,19	2,49	2,76	0,36	5,34	99,00	48	13

Місце відбору проб	Zn	Ni	Cr	Sc	Va	Co	Ga	Nb	Rb	Sr	Th	U	V	Zr	Y	La	Ce	Nd
Слобідка	50	—	—	—	389	—	18	11	86	370	8	—	—	200	7	34	35	24
Паромівка	24	11	26	<10	297	<10	25	16	285	76	55	14	12	1673	98	127	238	111
Синій Камінь	132	15	11	29	757	35	29	14	42	342	<10	<10	117	160	37	49	93	52
Горбулів	66	12	36	28	890	28	19	11	102	284	<10	<10	84	315	30	37	58	17

Примітка. Вміст головних оксидів — у ваг. %, мікроелементів — у г/т.

Note. Main components in wt. %, minor elements — in ppm.

конами з габроїдних інтрузивів Коростенського плутону, циркони анортозитів дещо збільшили на РЗЕ.

Циркони з пегматитів у анортозитах характеризуються сталим вмістом фосфору (135–225 г/т) та значною варіативністю вмісту титану — 5–15 г/т у цирконах Паромівки та 20–40 — у цирконах Горбуліва. У цирконах з габроїдів вміст фосфору сягає 475 г/т, а титану зазвичай не перевищує 20. Циркони обох кар'єрів мають низький вміст цинку — на рівні 0,25 г/т (в габроїдах він сягає 1–1,8) та міді (0,25–0,8, в габроїдах — до 1 г/т). Також низьким є вміст стронцію (0,10–0,15 г/т, в габроїдах — той самий рівень концентрації) та галію (0,1–0,2, в габроїдах — до 0,3 г/т). Вміст олова у цирконах з пегматитів в анортозитах варіює від 80 до 140 г/т, що значно вище, ніж у цирконах з габроїдів (35–80 г/т). Вміст ітрію змінюється від 380 до 1220 г/т у цирконах Горбуліва та від 1480 до 2230 — у цирконах Паромівки. Для габроїдів характерний загалом такий самий діапазон значень концентрації цього елемента. Вміст свинцю в цирконах з анортозитів не перевищує 20 г/т, що набагато нижче, ніж у цирконах з габроїдів — 10–180. Вміст гафнію становить від 8900 до 16200 г/т, що в середньому дещо більше, ніж у цирконах з габроїдів. Вміст танталу та ніобію в цирконах з основних порід Коростенського плутону є доволі низьким: 0,35–0,55 г/т (Горбулів) та 0,7–2,5 (Паромівка). Вміст Nb у габроїдах — від 0,17 до 3,5 г/т. Вміст танталу становить, відповідно, 0,15–0,50 та 0,35–2,5, у габрої-

дах — від 0,05 до 1,8 г/т. При цьому між цими двома елементами спостерігається чітка залежність, яку можна апроксимувати лінійним рівнянням $Nb = Ta \cdot 1,8$.

Циркони з пегматитів у анортозитах характеризуються низьким вмістом торію (25–160 г/т) та урану (37–165), значно нижчим, ніж у цирконах габроїдів, де вміст торію сягає 1100, урану — 1500 г/т. Між вмістом цих двох елементів також спостерігається лінійна залежність, яку можна апроксимувати рівнянням $U = 1,17 \cdot Th + 11$.

Інші мінерали пегматитів описано в роботі [9]. *Біотит* був досліджений за допомогою мікрозондового методу лише у пегматиті с. Паромівка. Цей мінерал характеризується помірно високою титанистістю та залізистістю. *Преніт* та *епідот* були так само досліджені в пегматитах Синього Каменю. Склад обох мінералів наближується до стехіометричного, при цьому преніт містить помітну домішку заліза.

Геохімічні особливості. За хімічним складом пегматити в анортозитах (та габроїдах) чітко розділяються на дві групи — основного та кислого складу (табл. 3). Основні (меланократові) пегматити за вмістом головних петрогенних компонентів та мікроелементів наближуються до звичайних анортозитів Володарськ-Волинського масиву. Вміст SiO_2 в таких пегматитах становить 49,0–52,5 %, що відповідає вмісту кремнезему в анортозитах. Втім меланократовий склад пегматитів знайшов своє відображення у зменшенні вмісту Al_2O_3 , CaO , Na_2O , а також у збільшеній кон-

Таблиця 4. Ізотопний склад стронцію та неодиму в анортозитах та вилучених із них плагіоклазах, а також в пегматитах серед анортозитів с. Паромівка, Володарськ-Волинський масив

Table 4. Isotopic composition of Sr and Nd in anorthosites and plagioclase separates, as well as in pegmatite of the Paromivka quarry

Зразок	Порода, мінерал	Вміст, г/т		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd_{1760}$	Модельний вік, млн рр.	
		Sm	Nd				T_{CHUR}	T_{DM}
03-D4	Анортозит	3,1	14,1	0,1329	$0,511863 \pm 4$	0,510324	1,85	2,35
03-D4	Плагіоклаз	—	—	—	—	—	—	—
Fedor	Пегматит	19	99,4	0,1156	$0,511635 \pm 11$	0,510297	1,89	2,29

Зразок	Порода, мінерал	ϵNd_{1760}	Вміст, г/т		$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{1760}$	ϵSr_{1760}
			Rb	Sr				
03-D4	Анортозит	-0,7	11	288	0,1105	$0,704201 \pm 8$	0,701405	-16,4
03-D4	Плагіоклаз	—	12	577	0,0602	$0,704163 \pm 4$	0,702641	1,2
Fedor	Пегматит	-1,3	285	76	11,142	$0,983333 \pm 10$	0,701357	-17,1

центрації Fe, K₂O, Zn, Ba, Y тощо. Отже, мафічні пегматити відрізняються від анортозитів меншим вмістом плагіоклазу та більшим — темноколірних мінералів, рудних і калієвого польового шпату.

Кислі пегматити варіюють за хімічним складом від діоритів (60,72 % SiO₂) до гранітів (69,69 % SiO₂) і чітко відрізняються від анортозитів підвищеним вмістом не лише SiO₂, але й K₂O, Rb, Zr, Y. Вміст Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, P₂O₅, Co, Sr, V натомість помітно нижчий. Такі особливості хімічного складу свідчать про формування кислих пегматитових тіл із залишкового інтерстиційного розплаву. Спостерігається чітка негативна кореляція між вмістом SiO₂ та Al₂O₃, CaO, Na₂O і позитивна — з вмістом K₂O, залежності між вмістом SiO₂ та TiO₂, Fe, MgO, P₂O₅ не встановлено.

Ізотопний склад. Нами вивчено ізотопний склад стронцію та неодиму в одному зразку кислих пегматитів (пегматит з кар'єру с. Паро-

Таблиця 5. Ізотопний склад кисню в мінералах пегматитів Володарськ-Волинського масиву
Table 5. Oxygen isotopic composition in minerals of pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Місце відбору проб	Мінерал	δ ¹⁸ O, ‰
Федорівський кар'єр, с. Паромівка	Циркон	6,5
	Льменіт	3,7
	"	3,5
	Польовий шпат	7,8
	"	8,5
Кар'єр Синій Камінь, с. Турчинка	Кварц	9,4
	Льменіт	3,4
	Циркон	5,9
Горбулівський кар'єр, с. Горбулів	Польовий шпат	7,4
	Циркон	6,5
	Плагіоклаз	6,5
	Льменіт	3,3
"	2,4	

Таблиця 6. Ізотопний склад вуглецю та кисню в карбонатах з пегматитів Володарськ-Волинського масиву
Table 6. Isotopic composition of C and O in carbonates from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Місце відбору проб	δ ¹³ C _{pdb}	δ ¹⁸ O _{pdb}	δ ¹⁸ O _{smow}
	‰		
Кар'єр Синій Камінь, с. Турчинка	-14,4	-20,5	9,8
Федорівський кар'єр, с. Паромівка	-14,8	-15,3	15,2
Горбулівський кар'єр, с. Горбулів	-15,0	-13,8	16,7
	-14,9	-11,9	18,6

мівка) та зразку анортозитів, що вміщують цей пегматит (табл. 4). Досліджено також ізотопний склад кисню у багатьох мінералах з різних пегматитових тіл Володарськ-Волинського масиву (табл. 5), ізотопний склад вуглецю та кисню в карбонатах з пегматитових тіл (табл. 6) та ізотопний склад сірки в піритах (табл. 7).

Значення віку кристалізації, визначені за ізотопним складом стронцію з анортозитів та пегматитів кар'єру с. Паромівка, майже однакові. Водночас у плагіоклазах, виділених з анортозитів того ж кар'єру, ізотопний склад стронцію дещо відрізняється (табл. 4). Це можна пояснити недостатньо високою точністю визначення вмісту стронцію та рубідію методом рентгенівської флюоресценції. Слід зазначити, що ізотопний склад стронцію в анортозитах Володарськ-Волинського масиву дуже слабо вивчений. До цього часу існувало лише одне визначення по анортозитах Горбулівського кар'єру [14]. Якщо всі наявні на даний час результати визначення ізотопного складу стронцію в анортозитах та плагіоклазах Володарськ-Волинського масиву винести на одну ізохронну діаграму, то отримуємо Rb-Sr ізохронний вік в 1753 ± 33 млн рр. Цей вік в межах похибки співпадає з U-Pb віком, визначеним по цирконах (див. нижче). Втім отриману лінію регресії не можна назвати справжньою ізохроною з двох причин: 1 — високе СКВО (23160); 2 — сама лінія регресії фактично контролюється єдиною точкою — пегматитом кар'єру с. Паромівка з дуже високим значенням співвідношення ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 11,142, тоді як в анортозитах та плагіоклазах воно коливається в межах 0,06—0,11.

Ізотопний склад неодиму в пегматитах серед анортозитів с. Паромівка та в самих анортозитах практично тотожний (табл. 4), що вказує на походження цих порід з єдиного розплаву. Ізотопний склад неодиму в породах Володарськ-Волинського масиву вивчали різ-

Таблиця 7. Ізотопний склад сірки в піритах з пегматитів Володарськ-Волинського масиву
Table 7. Isotopic composition of S in pyrite from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Місце відбору проб	δ ³⁴ S, ‰
Горбулівський кар'єр, с. Горбулів	2,6
Кар'єр Синій Камінь, с. Турчинка	2,8
Федорівський кар'єр, с. Паромівка	1,8

ні дослідники (див. огляд в [14]), які встановили, що величина ϵNd_{1760} в анортозитах варіює від +0,2 до -0,7. Це дещо вище, ніж в анортозитах та пегматитах с. Паромівка. Втім виявлені відмінності незначні, отже не дозволяють говорити про походження анортозитів різних ділянок Володарськ-Волинського масиву з різних розплавів.

Ізотопний склад сірки в піритах, вилучених з пегматитів серед анортозитів, є доволі сталим і свідчить, вочевидь, про її мантійне походження з вельми незначним внеском корової речовини. Іншим можливим джерелом може бути нижньокорова речовина з мантійними ізотопними характеристиками. У всякому разі частка типової корової ("органогенної") сірки є незначною.

Ізотопний склад вуглецю вимірювали у карбонатах (кальцитах) з пегматитових тіл у кар'єрах Синій Камінь, Паромівський та Горбулівський. У всіх досліджених кальцитах він є сталим і свідчить про їх походження з єдиного джерела.

Питання про ізотопний склад вуглецю в карбонатних мінералах пегматитів Коростенського плутону вже розглядалось в літературі [5]. Отримані дані важко однозначно інтерпретувати, оскільки вказаний діапазон значень вмісту ^{13}C ($-18 \div -21 \text{‰}$) характерний скоріше для метасоматичних утворень, збагачених органічною складовою, ніж для магматичних асоціацій. Такі ж труднощі виникають і під час інтерпретації наших результатів, оскільки вони теж виходять далеко за межі глибинних характеристик, тим більше, що невідповідність підтверджують ізотопні параметри кисню в карбонатах анортозитів. Єдиним вірогідним поясненням цих ізотопних аномалій є участь відновних вуглеводневих сполук у процесах пегматитоутворення, що у принципі підтверджують результати вивчення включень мінералоутворювальних компонентів у пегматитах.

Ізотопний склад кисню досліджений у багатьох мінералах, виділених з пегматитів серед анортозитів, — цирконі, ільменіті, плагіоклазі, кварці, кальциті. Ці мінерали з різних кар'єрів мають аналогічний ізотопний склад кисню, що свідчить про їх походження з єдиного джерела. Водночас діапазон варіацій ізотопного складу кисню відповідає встановленому в магматичних породах основного складу [11].

Відомості про ізотопний склад гафнію в цирконах, вилучених з пегматитів серед анорто-

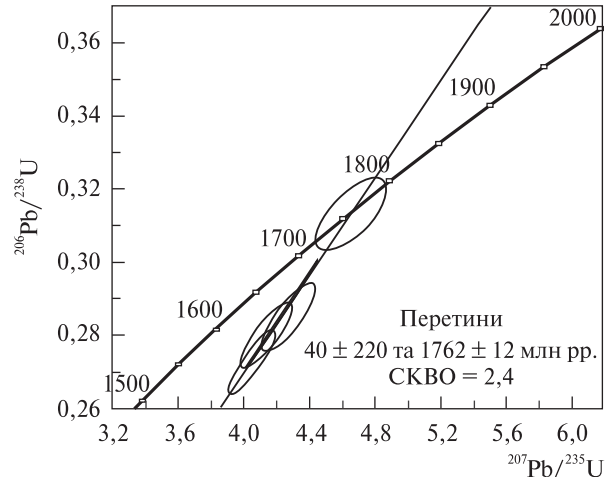


Рис. 5. Діаграма з конкордією для цирконів, виділених з пегматитів Володарськ-Волинського масиву

Fig. 5. U-Pb diagram for zircons separated from pegmatitic bodies among anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif

зитів кар'єрів сіл Паромівка та Горбулів, наведено у роботі [8]. Згідно із ними, ізотопний склад гафнію в цирконах з обох пегматитових тіл практично тотожний: величина ϵHf_{1760} становить у пегматитах с. Паромівка $0,2 \pm 0,5$, а с. Горбулів — $0,1 \pm 0,5$.

Вік. Нами визначено ізотопний вік цирконів, виділених з пегматитів, розкритих Паромівським та Горбулівським кар'єрами, а також кар'єром Синій Камінь. Для Горбулівського кар'єру отримано три визначення віку за U-Pb методом мультизернових наважок та ще чотири — за методом мас-спектрометрії вторинних іонів по одиничних зернах. Для пегматитів з кар'єру Синій Камінь отримано три визначення за мультизерновими наважками, для Паромівського — ще два (табл. 8).

Згідно із цими даними, пегматити формувались, млн рр. тому: Паромівський кар'єр — 1782 ± 24 , кар'єр Синій Камінь — 1747 ± 11 , Горбулівський кар'єр — 1761 ± 23 (якщо врахувати всі дані — по мультизернових наважках і по одиничних зернах). Всі отримані дані (крім одного результату) є доволі дискордантними і дають невелику "розтяжку" в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{236}\text{U}$. Завдяки цьому всі отримані по окремих пегматитових тілах результати характеризуються значною похибкою визначення ізотопного віку.

Якщо всі отримані по мультизернових наважках результати винести на одну діаграму з конкордією, то одержимо значення $1757 \pm$

± 11 млн рр. З врахуванням даних по одиничних кристалах вік дорівнює 1762 ± 12 млн рр., а нижній перетин практично відповідає сучасності (рис. 5). Середньозважений за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік становить $1758,1 \pm 3,4$ млн рр. Саме цю цифру ми і приймаємо за час кристалізації пегматитових тіл.

Вік, отриманий по пегматитах, майже збігається з віком, визначеним попередніми дослідниками для анортозитів Володарськ-Волинського масиву. Зокрема, вік анортозитів Головінського кар'єру за баделейтом становить $1760,6 \pm 0,7$, а за цирконом — $1758,1 \pm 1$ млн рр. [10]. Для "голубоватих анортозитів" [2] с. Турчинка (кар'єр Синій Камінь, в якому була відібрана і наша проба пегматитів) визначений за цирконом вік становить $1758 \pm 1,8$ млн рр.

Обговорення. Для розуміння походження пегматитових тіл серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву корисно розглянути загальні відомості про кристалізацію анортозитів, отриману шляхом дослідження великої кількості шліфів, відібраних з різних ділянок масиву. За петрографічними даними [6], встановлено таку схему кристалізації порід головної анортозитової серії: плагіоклаз (An_{62-57}) → → плагіоклаз (An_{55-46}) + апатит першої генерації → плагіоклаз (An_{44-38}) + олівін (Fo_{59-43}) + + піжоніт (залізистість $_{54-44}$) + авгіт (залізистість $_{46-32}$) + рудні мінерали першої генерації →

→ апатит другої генерації + рудні мінерали другої генерації + лужні польові шпати + кварц.

Першими фазами, що кристалізувалися, були акцесорні та плагіоклаз. Найбільш основні зерна складу An_{62-57} , напевно, відповідають первинному плагіоклазу, який внаслідок зниження температури реагував з інтеркумулясною рідиною, підкислюючись до An_{55-46} з утворенням неправильної плямистої зональності. Більш пізній плагіоклаз An_{44-38} кристалізувався з інтеркумулясною рідиною разом з кольоровими мінералами. Доростання примокристалів плагіоклазу із залишкової рідини призводило до появи нечіткої концентричної зональності з утворенням мезо- та ортокумулятів. Структурно-текстурні особливості анортозитів та споріднених з ними порід головної серії вказують на вкорінення останніх у вигляді розплаву-каші, в якому зваженою кумулюсною фазою виступав основний плагіоклаз. Значне поширення структур протоклазу дозволяє припускати, що у формуванні анхімономінеральних анортозитів значну роль відігравав зовнішній тиск, під дією якого відбувалось "вичавлення" залишкового розплаву, збагаченого на мафічні компоненти. Втім цей процес фільтр-пресінгу не завжди діяв однаково ефективно. Так, у багатьох кар'єрах можна спостерігати ділянки анортозитів, насичених інтерстиційним кислим (гранофіровим) матеріалом.

Таблиця 8. Результати U-Pb датування цирконів, виділених з пегматитів Володарськ-Волинського масиву

Table 8. Results of the U-Pb dating of zircons separated from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Фракція, мм	Вміст, г/т		Ізотопні співвідношення				Коеф. кореляції	Вік, млн рр.		
	U	Pb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ , %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ , %		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<i>с. Паромівка, Федорівський кар'єр</i>										
<0,1	207,7	22,0	4,2740	1,1	0,2873	1,1	0,99	1628	1688	1764
>0,1	155,9	0,3	4,0753	1,1	0,2752	1,1	1,00	1567	1649	1756
<i>с. Турчинка, кар'єр Синій Камінь</i>										
<0,1	297,8	41,3	4,2665	1,1	0,2874	1,1	1,00	1629	1687	1760
>0,1	295,3	0,9	4,3794	1,1	0,2958	1,1	1,00	1670	1708	1756
0,1–0,2	290,0	101,0	4,3591	1,1	0,2944	1,1	1,00	1663	1705	1756
<i>с. Горбулів</i>										
0,1–0,2	161,4	3,6	4,1475	1,1	0,2794	1,1	0,99	1588	1664	1760
<0,1	170,3	2,8	4,1716	1,1	0,2815	1,1	1,00	1599	1668	1757
>0,2	275,0	88,5	4,2530	1,1	0,2873	1,1	1,00	1628	1684	1755
SIMS	98,0	36,2	4,2717	2,6	0,2849	2,1	0,83	1616	1688	1779
	203,8	74,5	4,0468	2,4	0,2726	2,1	0,90	1554	1644	1753
	91,5	33,5	4,1402	2,5	0,2800	2,1	0,84	1592	1662	1760
	64,8	27,2	4,6515	3,1	0,3130	2,1	0,68	1755	1759	1763
	50,4	20,5	4,9224	6,4	0,3038	4,0	0,62	1710	1806	1919
	104,4	45,1	4,5908	2,7	0,3204	1,8	0,68	1792	1748	1696

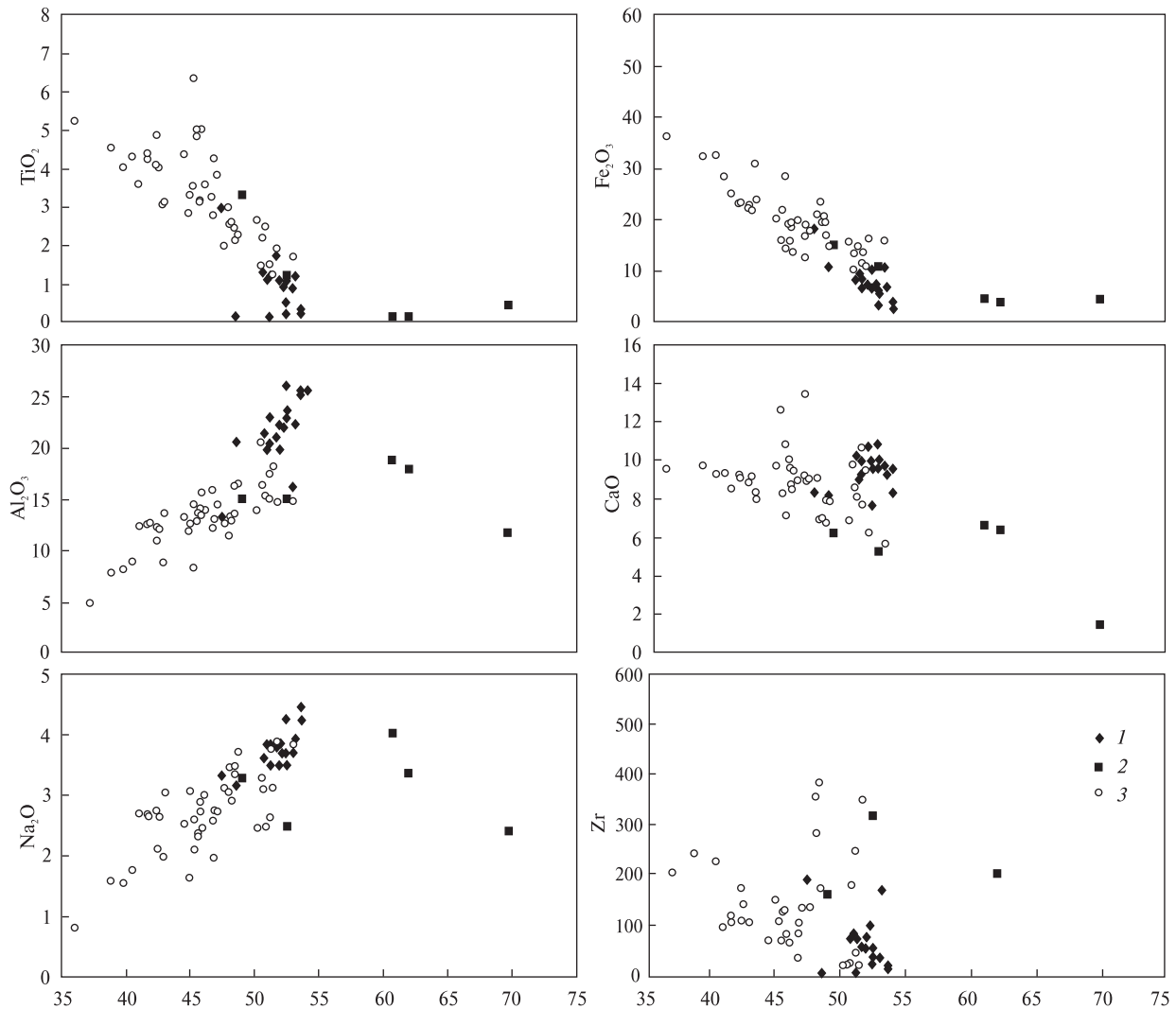


Рис. 6. Варіаційні діаграми, що показують співвідношення хімічного складу пегматитів та анортозитів Володарськ-Волинського масиву, а також залишкових після кристалізації анортозитів порід, за [13]: 1 — анортозити Володарськ-Волинського масиву, 2 — пегматити серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву, 3 — продукти кристалізації залишкових після формування анортозитів розплавів. Вміст головних петрогенних оксидів — у ваг. %, цирконію — у г/т

Fig. 6. Variation diagrams showing relationships among chemical compositions of pegmatites and anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif and residual melts after crystallization of anorthosites, accordingly to [13]: 1 — anorthosite of the Volodarsk-Volynsky massif; 2 — pegmatitic bodies among the anorthosites; 3 — rocks formed due to crystallization of the residual melts after crystallization of anorthosites. Main components are in wt. %, Zr — in ppm

Петрографічні відомості вказують, що залишкові розплави кристалізації анортозитів збагачені на мафічні компоненти, а також на калій, тобто на елементи, що не входять до складу основного плагіоклазу. Під час кристалізації великих магматичних тіл, подібних до Володарськ-Волинського масиву, ці залишкові розплави можуть утворювати певні скупчення (сегрегації), з яких і формуються пегматитові тіла. Втім існує альтернативна можливість формування пегматоїдних тіл, передовсім кислого складу — як дериватів кисліших гра-

нітоїдних розплавів, що вкорінювались пізніше від габро-анортозитових масивів, що їх кристалізація призводила до формування значних масивів гранітів рапаківі.

Відомості про ізотопний U-Pb вік цирконів, виділених з пегматитів в анортозитах Володарськ-Волинського масиву, вказують, що кристалізація пегматитових тіл не була відірвана у часі від кристалізації вмісних анортозитів. Ізотопний склад стронцію та неодиму в анортозитах та пегматитах свідчить, що ці породи є похідними єдиного магматичного розплаву.

Отже, ідею щодо походження пегматитів як похідних кристалізації більш пізніх гранітоїдних розплавів можна відкинути. Ізотопний склад стабільних елементів (кисню, сірки, вуглецю) свідчить про близькість ізотопних характеристик пегматитових тіл з кар'єрів, рознесених у просторі на десятки кілометрів, що вказує на їх походження з єдиного вихідного розплаву.

Очевидно, пегматитові тіла є продуктом кристалізації залишкових інтерстиційних розплавів, що утворювались під час кристалізації вихідного для Володарськ-Волинського масиву розплаву. Внаслідок синкристалізаційних процесів (усадка напівзакристалізованих кумулатів) формувались незначні за розміром камери, до яких вичавлювався інтерстиційний розплав. У межах цих камер створювались сприятливі умови для фракціонування та диференціації залишкового розплаву на меланократову та гранітоїдну складові. Відсутність структур катаклазу та брекчіювання в пегматитових тілах вказує на спокійні тектонічні умови під час їх кристалізації. Очевидно, що окрім власне залишкових розплавів у такі порожнини відокремлювались також розчинені у розплаві леткі компоненти, що призводило до формування порожнин, стінки яких вкриті добре сформованими кристалами кварцу, карбонату та польових шпатів. Сама можливість формування порожнин вказує на вельми невеликий літостатичний тиск. Очевидно, глибина остаточної кристалізації Володарськ-Волинського масиву була не більшою від перших кілометрів, а, радше за все, і перших сотень метрів.

Деякі дослідники вважають, що залишкові розплави після кристалізації анортозитових масивів мають йотунітовий склад [13]. Дослідження залишкових після кристалізації Володарськ-Волинського масиву розплавів вказує, що вони мають тенденцію до кристалізаційного фракціонування на дві складові — кислу та основну. Хоча дослідження хімічного складу пегматитів є непростюю задачею через значний розмір зерен мінералів цих порід, тим не менш наявні дані вказують на те, що принаймні основні пегматити за своїм складом наближуються до складу йотунітів за [13] (рис. 6).

Висновки. Пегматитові тіла серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву є результатом кристалізації залишкового інтерстиційного розплаву — про це свідчать результати

мінералогічних, геохімічних та ізотопно-геохімічних досліджень. У межах кожної конкретної залишкової магматичної камери відбувалась кристалізаційна диференціація розплаву на мафічну та кислу складові з утворенням зональних пегматитових тіл.

Пегматитові тіла, розташовані у різних ділянках Володарськ-Волинського масиву на відстані десятків кілометрів одне від одного, мають однакові ізотопно-геохімічні характеристики, що свідчить про те, що вони є диференціатами єдиного вихідного розплаву.

Ізотопний вік пегматитів ($1758,1 \pm 3,4$ млн рр.) у межах похибки збігається з віком анортозитів, що їх вмщують, і є додатковим свідченням їх спорідненості.

За своїм складом мафічна частина пегматитових тіл наближується до йотунітів, які нерідко розглядаються як продукт кристалізації залишкових по відношенню до анортозитів розплавів.

Стаття підготована за сприяння програми науково-технічного співробітництва між Урядом України та Польщі. Автори також висловлюють подяку О.В. Митрохину за консультації та допомогу у підготовці статті до друку.

1. Богати́ков О.А. Анортозиты. — М. : Наука, 1979. — 232 с.
2. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразования. — 1995. — № 21. — С. 34—46.
3. *Лебедев П.И.* К петрографии и минералогии основных пегматитов Волины // Академику В.И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. — М. : Изд-во АН СССР, 1936. — Т. 2. — С. 999—1012.
4. *Лебедев П.И.* Пегматиты габбро-анортозитового комплекса // Петрография Украины / В.И. Лучицкий, П.И. Лебедев. — Л. : Изд-во АН СССР, 1934. — С. 335.
5. *Мамчур Г.П.* К геохимии изотопов углерода в эндогенных образованиях // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. — Киев : Наук. думка, 1978. — С. 25—33.
6. *Митрохин О.В.* Петрология габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона : Автореф. дис. ... канд. геол. наук / НАН Украины. Институт геохимии, минералогии та рудоутворення. — К., 2001. — 16 с.
7. *Соболев В.* Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. // Уч. зап. Львов. гос. ун-та. Сер. геол. — 1947. — 6, вып. 5. — С. 139.
8. *Шумлянський Л.В.* Ізотопний склад гафнію в цирконах з анортозит-рапаківігранітних масивів Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту (у друці).
9. *Шумлянський Л.В., Митрохин О.В., Гречанівська О.Є., Гурненко А.І.* До мінералогічної характеристики

- пегматитів в анортозитах Коростенського плутону // Зап. Укр. мінерал. т-ва. — 2006. — 3. — С. 200—204.
10. *Amelin Yu. V., Heaman L.M., Verchogliad V.M., Skobelev V.M.* Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite : U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1994. — 116. — P. 411—419.
 11. *Faure G.* Principles of isotope geology. — John Wiley and sons, 1986. — 589 p.
 12. *Mitrokhin O.V.* The gabbro-anorthosite massifs of the Korosten pluton (Ukraine) and problems of parental magmas evolution // *Abstr. vol. of the GEODE field workshop 8—12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway.* NGU Rep. — 2001. — No 42. — P. 86—90.
 13. *Owens B.E., Rockow M.W., Dymek R.F.* Jotunites from the Grenville Province, Quebec : petrological characterization and implication for massif anorthosite petrogenesis // *Lithos.* — 1993. — 30. — P. 57—80.
 14. *Shumlyansky L., Ellam R.M., Mitrokhin O.* The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield : implication of Nd and Sr isotope data // *Ibid.* — 2006. — 90. — P. 214—222.

Надійшла 27.10.2010

Л.В. Шумлянський, В.Н. Загнітко

ИЗОТОПНИЙ ВОЗРАСТ, ГЕОХІМІЧЕСКІЕ И МІНЕРАЛОГІЧЕСКІЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ В АНОРТОЗИТАХ ВОЛОДАРСЬКО-ВОЛЫНСЬКОГО МАССИВА, КОРОСТЕНСЬКИЙ ПЛУТОН

Пегматитові тіла складного строєння широко розпространені серед анортозитів Володарськ-Волинського масива — самого крупного анортозитового масива в складі Коростенського анортозит-рапакивігранітного плутону. Пегматити звичайно утворюють жилкообразні тіла або ізометричні виділення розміром до 1—1,5 м. Жилкообразні тіла нерідко мають порожнечу (заноріши). В окремих випадках удавалось спостерігати шаруватість пегматитових тіл на меланократову (нижня частина тіл) і гранітоїдну (верхня частина) складові частини. В строєнні пегматитових тіл бере участь велика кількість мінералів, серед яких присутні плагіоклаз (олігоклаз-альбіт), шалочні полеві шпати, піроксени (En₂₉₋₃₈Fs₁₆₋₂₉Wo₄₀₋₅₀), олівин (Fa₆₅₋₇₃), ільменіт, біотит, широка гама сульфідних мінералів, кварц, карбонати, амфіболы, апатит, циркон, преніт, епідот, глинисті мінерали і т. д. Ізотопний склад стронція ($\epsilon\text{Sr}_{1760} = -16,4$ в анортозиті і $-17,1$ в пегматиті) і неодима ($\epsilon\text{Nd}_{1760} = -0,7$ в анортозиті і $-1,3$ в пегматиті) указує на походження цих

порід із єдиного вихідного расплава. Ізотопний склад кислого, вуглеорода і сери в мінералах, виділених із різних пегматитових тіл, також указує на відсутність значущих ізотопних відмінностей. Ізотопний вік, визначений U-Pb методом по цирконам, виділеним із пегматитів, становить $1758,1 \pm 3,4$ млн років і в межах похибки збігається з віком вмішаних їм анортозитів. Пегматитові тіла серед анортозитів Володарськ-Волинського масива представляють собою результат кристалізації остаточного інтерстиціального расплава. В межах кожної конкретної остаточної магматическої камери походило диференціація расплава на мафіческу і кислую складові частини. По складу мафіческа частина пегматитових тіл наближається до йотунітам, які нерідко розглядають як продукти кристалізації остаточних по відношенню до анортозитів расплавів.

L.V. Shumlyansky, V.M. Zagnitko

ISOTOPE AGE, GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL COMPOSITION OF PEGMATITES IN ANORTHOSITES OF THE VOLODARSK-VOLYNSKY MASSIF, KOROSTEN PLUTON

Pegmatite bodies of the complex structure rather widely distributed among anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif that is the largest anorthosite massif within the Korosten AMCG pluton. Pegmatite usually occur as vein-like or isometrical bodies up to 2 m in size. Vein-like bodies often contain voids. In some cases layered pegmatite bodies were observed in with lower part had mafic composition while upper part was composed by granitic material. Large number of minerals composes pegmatites. These include: plagioclase (oligoclase-albite), alkaline feldspars, pyroxenes (En₂₉₋₃₈Fs₁₆₋₂₉Wo₄₀₋₅₀), olivine (Fa₆₅₋₇₃), ilmenite, biotite, various sulfide minerals, quartz, carbonates, amphiboles, apatite, zircon, prenite, epidote, clay minerals etc. Isotope composition of Sr ($\epsilon\text{Sr}_{1760} = -16.4$ in anorthosite and -17.1 in pegmatite) and Nd ($\epsilon\text{Nd}_{1760} = -0.7$ in anorthosite and -1.3 in pegmatite) indicates derivation of these rocks from the single initial melt. Isotope composition of O, C and S in minerals separated from various pegmatite bodies also indicates absence of significant variations. U-Pb isotopic age measured by zircons separated from pegmatite is 1758.1 ± 3.4 Ma and within error coincides with age of the host anorthosite. Pegmatites in anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif appear as rocks crystallized from residual interstitial melt. Inside of the each particular residual magma chamber crystallization differentiation that led to formation of zoned bodies took place. By composition, mafic component of the pegmatite bodies corresponds to jotunite that often regarded as results of crystallization of residual to anorthosites melts.