


УДК 553.063:550.8 (477.63)

 <https://doi.org/10.31996/mru.2024.4.8-15>

**В. В. СУКАЧ**, д-р геол. наук, зав. відділу (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України), [svital@ukr.net](mailto:svital@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0002-4710-7230>,

**Л. В. ІСАКОВ**, д-р геол. наук, ст. наук. співроб. (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України), [isakov\\_l@ukr.net](mailto:isakov_l@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0002-7672-9602>,

**Ю. Є. ХОМИЧ**, асп. (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України), [yuriykhomich@gmail.com](mailto:yuriykhomich@gmail.com), <https://orcid.org/0009-0004-8924-6812>

**V. SUKACH**, Doctor of Geological Sciences, Head of Department (M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine), [svital@ukr.net](mailto:svital@ukr.net), <http://orcid.org/0000-0002-4710-7230>,

**L. ISAKOV**, Doctor of Geological Sciences, Senior Researcher (M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine), [isakov\\_l@ukr.net](mailto:isakov_l@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0002-7672-9602>,

**Yu. KHOMYCH**, PhD student (M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine), [yuriykhomich@gmail.com](mailto:yuriykhomich@gmail.com), <http://orcid.org/0009-0004-8924-6812>

## МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНОГО ЗРУДЕНІННЯ У СЕРЕДНЬОМУ ПРИДНІПРОВ'І (НА ПРИКЛАДІ КОТЛЯРІВСЬКОГО РУДОПРОЯВУ)

### MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF RARE EARTH MINERALISATION IN THE MIDDLE DNIPRO REGION (ON THE EXAMPLE OF THE KOTLYARIVKA ORE OCCURENCE)

Надано мінералогічну, петрографічну та геохімічну характеристику рідкісноземельної мінералізації Котлярівського рудопрояву, який був виявлений св. 114 у південно-західній частині Криничанського плагіограніт-мігматитового купола під час геологічного довивчення (ГДП-50) південної частини Верхівцівської зеленокам'яної структури та її гранітоїдного облямування.

Рідкісноземельні елементи (REE) відіграють важливу роль в економіках ЄС, США, Канади, Австралії та інших розвинених країн. Український щит є однією з найбільших рідкісноземельних металогенічних провінцій Європи. Зокрема, Середньопридніпровський мегаблок залишається перспективним, але маловивченим регіоном для відкриття нових родовищ REE. Його перспективи пов'язуються із сублужними і лужними мезоархеїськими гранітоїдами та метасоматитами токівського, мокромосковського і демуринського комплексів.

У результаті комплексних досліджень кернових проб із корінних та гіпергенних зруденілих порід Котлярівського рудопрояву з'ясовано, що головним мінералом-концентратом REE та ітрію є монацит. Мінерал зазнав змін, які відбулися щонайменше у два основних етапи: ендегенний гідротермально-метасоматичний та гіпергенний, пов'язаний з утворенням кори вивітрювання. Інші мінерали, такі як апатит, циркон, лейкоксен, також містять певні домішки лантанодів та ітрію. Отримані результати роботи підкреслюють необхідність подальших досліджень рідкісноземельного зруденіння у Середньому Придніпров'ї, що має високу як практичну, так і теоретичну цінність.

**Ключові слова:** Український щит, рідкісноземельні елементи, ендо- та екзогенна мінералізація, Котлярівський рудопров'яв, монацит, апатит, циркон, лейкоксен.

The article presents a mineralogical, petrographic, and geochemical characterization of the rare earth mineralization of the Kotlyarivka ore occurrence, which was discovered by drill hole 114 in the south-western part of the Krynychky plagiogranite-migmatite dome during geological exploration of the southern part of the Verkhivtseve greenstone structure and its granitoid framing.

Rare earth elements (REE) are critically important minerals for many countries, including EU, USA, Canada, and Australia, and other developed countries. The Ukrainian Shield is one of the largest REE metallogenic provinces in Europe. In particular, the Middle Dnipro megablock is a prospective but under-explored region for the discovery of new REE deposits. Its prospects are associated with subalkaline and alkaline Mesoarchean granitoids and metasomatites of the Tokivske, Mokra Moskovka, and Demuryno complexes.

Comprehensive studies of core samples from primary and weathered rocks of the Kotlyarivka occurrence have revealed that monazite is the mine mineral concentrator of REE and yttrium. It was determined that monazite underwent two main stages of alterations: endogenic hydrothermal-metasomatic and hypergenic associated with weathering crust formation. Other minerals, such as apatite, zircon, and leucoxene, also contain lanthanides and yttrium.

The findings highlight the critical need for the development of the mineral resource base for REE, involving the re-evaluation of known deposits and the search for new ones. This usually requires scientific support and modern laboratory equipment to accurately determine the composition and genetic features of productive mineralization. Despite some challenges, such as the limited number of samples available for study, the research provided new important data that contributed to the understanding rare earth elements mineralization in the studied Kotlyarivka occurrence and the Middle Dnipro region as a whole. Continuing such studies and conducting comprehensive full-scale research on REE mineralization in the Central Dnipro region will yield high theoretical and practical results.

**Keywords:** Ukrainian Shield, REE, endogenous and exogenous mineralization, Kotlyarivka ore occurrence, monazite, apatite, zircon, leucoxene.

#### Вступ

Рідкісноземельні елементи (REE) входять до переліку критично важливих корисних копалин ЄС, а також США, Канади та Австралії [2]. Найголовніші світові типи мінералізації REE представлені рідкісноземельними лужними гранітами та їх метасоматитами, корама вивітрювання, ураноносними конгломератами і розсилами.

Зруденіння REE, як правило, відноситься до комплексного рідкіснометалевого. Відкрито лише декілька власне рідкісноземельних родовищ, найвідоміші серед яких Баян-Оба в КНР, Маунтін-Пас у США і Кутес-Сай в Киргизії. Перші два представлені церієвоземельними карбонатитами, третє – ітрієвоземельними метасоматитами, що пов'язані з лужними гранітами. Всі інші типи родовищ REE містять рідкісні землі в якості супутнього компонента, дуже часто – другорядного.

Український щит (УЩ) сьогодні розглядається як одна із найбільших рідкісноземельних металогенічних провінцій Європи [9]. Мінералізація ендо- та екзогенного типів широко розвинена у Дністровсько-Бузькому та Приазовському мегаблоках УЩ. Ендогенні родовища і рудопрояви [6–9, 13, 14] встановлені в гранітах, сієнітах і пегматитах; у калієвих і натрієвих метасоматитах; у лужних сієнітах та низькотемпературних аргілізитах. Екзогенна мінералізація пов'язана з корама вивітрювання ендогенних рудних об'єктів або представлена самостійними монацитвмісними розсипами.

Середньопридніпровський мегаблок у цьому відношенні залишається перспективним, проте маловивченим регіоном. В його межах перспективи відкриття родовищ REE пов'язуються із сублужними і лужними гранітоїдами та метасоматитами токівського, мокромосковського і демуринаського гранітними комплексами та їхніми корама вивітрювання [9]. Саме до першого із них просторово та, ймовірно, генетично тяжіє Котлярівський рудопрояв, який розглядається в даній статті. Також з масивами і тілами цих комплексів пов'язують пегматити рідкіснометалевої і рідкісноземельної спеціалізації, поля яких розвинені в екзоконтактній зоні Шмакинського відгалуження Верхівцівської структури [14].

Таким чином, необхідність розвитку мінерально-сировинної бази REE спонукає до переоцінки відомих і пошуку нових родовищ REE. Зазвичай вони представлені складними комплексними рудами, діагностика яких потребує наукового супроводу і сучасного лабораторного обладнання для достовірного з'ясування речовинного складу та генетичних особливостей продуктивної мінералізації.

#### Стан вивчення питання

В другій половині ХХ ст. у процесі виконання геологозйомочних робіт різного масштабу була виявлена низка проявів REE в межах Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області. Причому зруденіння зафіксоване у кристалічному фундаменті, складеному зеленокам'яними утвореннями і гранітоїдами, в їхній корі вивітрювання, а також у відкладках осадового чохла. Зокрема, у 1969 р. А. А. Зайцевим були виявлені прояви рідкісних металів у корі вивітрювання базит-ультрабазитів Верхівцівської зеленокам'яної структури (ЗКС), а також у піщано-глинистих породах та вугільних пачках палеогену–неогену. Значний обсяг цілеспрямованих робіт на REE був виконаний в процесі ГТК-50 Алферівської структури (О. Б. Бобров, 1989 р.). З метою оконтурення перспективної площі одного з виявлених рудопроявів ( $\Sigma$  REE = 0,19–0,28 %) та з'ясування мінеральної форми знаходження REE було пробурено 22 свердловини. За результатами цих робіт було діагностовано мінералконцентратор – монацит. Водночас площа за отриманими параметрами зруденіння визнана безперспективною.

Важливим узагальненням щодо проявів REE у межах Середнього Придніпров'я у кінці ХХ ст. стала тематична робота, виконана під керівництвом В. Д. Ініна в 1990 р.

Під час геологічного довивчення (ГДП-50) площі північної частини Сурської ЗКС (В. Я. Ганзя, В. В. Сукач, 2007 р.), що межує зі сходу з ділянкою Котлярівського рудопрояву, виявлені підвищені концентрації REE ітрієвої групи в корах вивітрювання зеленокам'яних порід (пункти мінералізації Миколаївський, Пашенівський, Сурський-2) та в буровугільних прошарках новопетрівської світи та буцацької серії (пункт мінералізації Сурський-1). В св. 1454 на фланзі рудопрояву Сурський-1 в осадових породах встановлено черцит.

В ході ГДП-50 Криничанської площі (М. М. Шурко, 2008 р.) у центральній та південній частинах Верхівцівської ЗКС та її

гранітоїдному об'єкту також виявлено низку об'єктів мінералізації REE церієвої та ітрієвої груп. Серед них – рудопрояв у св. 114, який ми пропонуємо йменувати Котлярівським за назвою розташованого неподалік с. Котлярівка Кам'янського району Дніпропетровської області. В інтервалі 54,5–58,0 м свердловина розкрила кварц-каолінітову кору вивітрювання гнейсогранітів і мікроклінізованих мігматитів з вмістом REE 0,21 %. За даними геологознімальних робіт він класифікувався як пункт мінералізації REE (лантан, церій). Водночас за результатами виконаних нами мінералого-геохімічних досліджень, які дали змогу з'ясувати речовинний склад зруденіння, пропонуємо розглядати цей об'єкт як рудопрояв.

#### Постановка проблеми

Виявлені у межах Середнього Придніпров'я в кінці ХХ–на початку ХХІ ст. численні рудопрояви, пункти мінералізації та геохімічні аномалії REE локалізовані в таких геологічних обстановках:

– У кристалічних породах [9, 14]: 1) у зонах епідот-хлорит-кварц-польовошпатових метасоматитів, розвинених у зонах розривних порушень серед плагіомігматитів дніпропетровського комплексу та гранітоїдів демуринаського, мокромосковського і токівського комплексів; 2) у кварц-польовошпатових пегматитах, пов'язаних з гранітами вказаних гранітоїдних комплексів. Містять мінералізацію лантану, церію та ітрію. Промислове значення серед них можуть мати ітрієві пункти мінералізації та рудопрояви, які, ймовірно, свідчать про зруденіння типу рідкісноземельних кварц-польовошпатових метасоматитів. Вміст ітрію у них сягає 0,1 %, але його мінеральна форма невідома.

– У корі вивітрювання [14]: 1) гранітів демуринаського, мокромосковського і токівського комплексів і пов'язаних з ними метасоматитів; 2) пегматитів та апліт-пегматоїдних гранітів зазначених комплексів; 3) метабазитів (амфіболітів, метабазальтів, метадолеритів та сланців по них) переважно нижньої частини стратиграфічного розрізу ЗКС. Встановлена ітрієво-лантан-церієва мінералізація зі скандієм. Вміст ітрію сягає 0,1 %, скандію – 0,015 %.

Таким чином, мінералізація REE Середнього Придніпров'я поширена як у кристалічних утвореннях докембрійського фундаменту, так і в їхній фанерозойській корі вивітрювання, а також у пухких відкладах палеоген-неогенового осадового чохла. Зокрема, значна кількість рудопроявів і пунктів мінералізації REE порівняно нещодавно була виявлена у гранітоїдному об'єкту Верхівцівської і Сурської ЗКС (серед Криничанського, Грушівського та інших плагіограніт-мігматитових куполів) та в межах їхніх відгалужень (Базавлуцьке, Шмаківське, Пашенівське та ін.).

Однак достовірна оцінка наявних об'єктів у районі згаданих вище ЗКС і Середньопридніпровського мегаблоку загалом та їх подальше вивчення суттєво ускладнюються та стримуються недостатністю або й відсутністю даних про мінеральну форму знаходження REE у мінералізованих породах і рудах.

*Мета досліджень* – з'ясувати речовинний склад рідкісноземельних руд і вмісних порід Котлярівського рудопрояву; визначити мінеральну форму знаходження REE в зрудених інтервалах.

#### Методи досліджень

Для досягнення поставленої мети було виконано комплексні лабораторно-аналітичні дослідження проб, відібраних з керна св. 114 в інтервалі глибини 54,5–61,0 м: проба 114/4, гл. 54,5–58,0 м – кварц-каолінітова порода кори вивітрювання; проба 114/5, гл. 58,0–59,0 м – жорстка дезінтегрованих порід гранітного складу; проба 114/6, гл. 59,0–61,0 м – граніт біо-

титовий гнейсоподібний. Для досліджень використано представницькі наважки (575–600 г) проб, подрібнених до -1,0 мм.

Комплекс виконаних досліджень включав такі методи: петрографічний, мінералогічний з визначенням повного кількісного складу зразків, рентгенодифрактометричний (рентгеноструктурний) і рентгеноспектральний. Дослідженню підлягали проби у вихідному стані, окремі фракції після розділення за розміром, у важких рідинах (бромформі) і за допомогою електромагнітної сепарації, мономінеральні наважки.

Підготовка проб до мінералогічного аналізу проводилася в такій послідовності: відмучування глинистої складової пухких природних утворень та шламу штучних шліхів, розсів на три класи (+1 мм; -1+0,5 мм; -0,5+0,05 мм) зернистої складової, сепарація класів понад 1 мм у важких рідинах; магнітна й електромагнітна сепарація важких фракцій. На всіх етапах вживалося зважування кінцевих продуктів розділу. Всі отримані фракції підлягали кількісному мінералогічному аналізу з подальшим комплексуванням інших методів (про що сказано вище), а шламова частина проби – лише рентгеноструктурному аналізу.

Рентгенодифрактометричний аналіз виконано на дифрактометрі ДРОН-2.0 (випромінювання мідне; напруга 30 кВ; струм 20 мА).

Рентгеноспектральне дослідження проведено безпосередньо в мінеральних зернах, наклеєних на вуглеродисту клейку стрічку, і в полірованих шліфах, напилених вуглецем, на електронному мікроскопі РЕММА-102-02 (робоча напруга 20 кВ, струм поглинених електронів 44,7 нА).

#### Геолого-структурна позиція

Рудопроаяв Котлярівський, який розкрила св. 114, знаходиться у південно-західній частині Криничанського плагіограніт-мігматитового купола (рис. 1), який із заходу дугоподібно облямовується Верхівцівською, а на південному сході – Сурською ЗКС. Домінуюче поширення в складі купола належить плагіогранітоїдам дніпропетровського комплексу, які розглядаються нами в складі Улянівського ультраметаморфогенного поля. Воно простягається вздовж східних контактів Верхівцівської ЗКС, відокремлюючись від неї вузькою смугою плагіогранітів сурського комплексу. Улянівське поле характеризується високим ступенем ультраметаморфічних перетворень порід, які призвели до утворення та значного поширення цілком гомогенізованих гнейсоподібних та масивних від дрібно- до середньозернистих плагіогранітів і тоналітів. По відношенню до них типові мігматити мають підпорядковане поширення. Найбільш глибоких змін зазнала центральна частина поля, де зрідка трапляються мігматити і практично не залишилося останців супракрустальних порід аульської серії. Незначна їх кількість у вигляді поодиноких лінзоподібних тіл зберіглася лише в крайових, північно-західній та південно-східній частинах поля, де суттєвого розповсюдження набувають також мігматити.

Південна частина Улянівського поля прорвана штокоподібними і складної морфології інтрузивами гранітоїдів токівського комплексу завбільшки від перших до сотень квадратних метрів. Котлярівський рудопроаяв приурочений до північно-західного флангу ареалу їхнього розвитку. Вкорінення двопольовошпатових гранітоїдів супроводжувалося мікроклінізацією вмісних плагіоклазових ультраметаморфітів, подекуди доволі інтенсивною. Тому відображені на схематичній геологічній карті (див. рис. 1) контури поширення токівського комплексу є умовними і фактично охоплюють компактно розміщені, різні за розміром і морфологією, інтрузивні тіла власне “токівських” гранітоїдів та

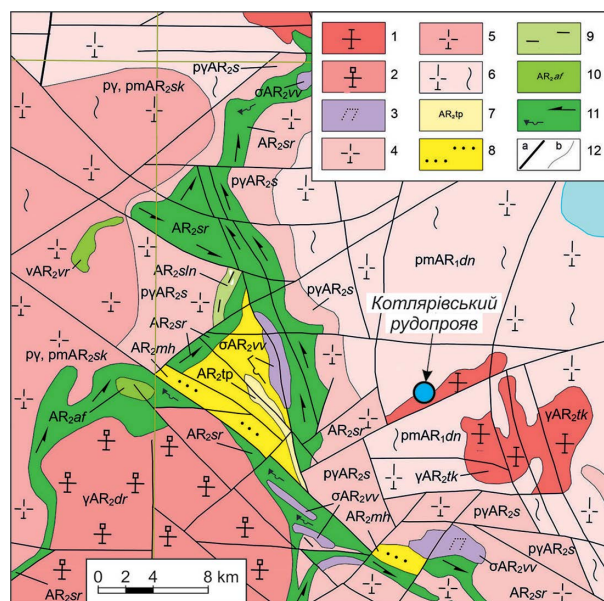


Рис. 1. Геологічне положення Котлярівського рудопроаяву.

Інтрузивні та ультраметаморфічні комплекси: 1 – токівський (граніти біотитові та двослюдяні, лейкократові, ортит- та магнетитвмісні –  $\gamma\text{AR}_2tk$ ); 2 – demuри́нський (граніти біотитові порфіроподібні –  $\gamma\text{AR}_2dr$ ), 3 – варварівський (серпентиніти, тальк-карбонатні породи –  $\sigma\text{AR}_2vv$ ), 4 – сурський (плагіограніти, тоналіти –  $\rho\gamma\text{AR}_2s$ ); 5 – саксаганський (плагіограніти і плагіомігматити –  $\rho\gamma$ ,  $\rho m\text{AR}_2sk$ ); 6 – дніпропетровський (плагіомігматити і плагіограніти біотитові, амфібол-біотитові –  $\rho m\text{AR}_1dn$ ). Стратифіковані товщі та світи: 7 – теплівська (джеспіліти, метапеліти –  $\text{AR}_2tk$ ); 8 – михайлівська (метапеліти філітоподібні, метапіксовики, залісті кварцити –  $\text{AR}_2mh$ ); 9 – соловянська (метаандезидати, метадацити, метаріодацити –  $\text{AR}_2sln$ ); 10 – алфревівська (метакоматіти з прошарками метапсамітів –  $\text{AR}_2af$ ); 11 – сурська (метабазальти, метакоматіти –  $\text{AR}_2sr$ ); 12 – розломи (a) і геологічні границі (b)

ареали інтенсивно мікроклінізованих плагіогранітоїдів дніпропетровського комплексу.

#### Мінералого-петрографічна характеристика вмісних порід

Досліджені REE-вмісні кристалічні породи (див. таблицю) представлені біотитовими гнейсоподібними гранітами (гнейсогранітами) з бластогранітовою, інколи лепідогранобластовою структурами. Головними породотвірними мінералами є плагіоклаз (45–55 %), мікроклін (15–20 %) і кварц (15–25 %), яким притаманні ксеноморфні виділення. Серед другорядних мінералів наявні біотит (3 %, на окремих ділянках до 8 % і більше), вторинний мусковіт (менше 1 %, подекуди до 5 %); іноді відмічаються епідот, рогова обманка, хлорит, сидерит, гематит. До акцесорних мінералів входять магнетит, монацит, анатаз, рутил, сфен, пірит, марказит, молібденіт, турмалін, ставроліт, циркон, фторапатит, барит. Результати рентгеноструктурного аналізу дозволяють з великим ступенем вірогідності припустити наявність в породі гідроксилпатиту, крандаліту і флоренситу (див. таблицю). Всі акцесорні мінерали приурочені до виділень біотиту, найчастіше у вигляді включень у лусках останнього. Лише циркон та апатит трапляються у вигляді дрібних включень в кварці та польових шпатах або на контакті між ними.

Рудовмісна кора вивітрювання, яка залягає на описаних вище гранітоїдах, має каолініт-кварц-польовошпатовий склад в інтервалі розвитку жорстких корінних порід (проба 114/5, інт. 58,0–59,0 м) та мікроклін-каолініт-кварцовий – вище по розрізу в зоні поступового переходу до глинистої кори вивітрювання (проба 114/4, інт. 54,5–58,0 м). Вміст глинистих мінералів у породі сягає 50 %.

Таблиця. Речовинний склад проб порід Криничанської площі в межах рудопрову Котлярівський (св. 114)

№ з/п	№ проби	Глибина відбору, м	Найменування породи	Вага проби, г	Вміст шламу, %	Речовинний склад за даними рентгенівського, мінералогічного і петрографічного аналізів			Вміст Y, Yb, La, Ce (n×10 <sup>-3</sup> %)** та Σ REE (%)***
						Породотвірні мінерали	Другорядні мінерали*	Акцесорні мінерали	
1	114/4	54,5–58,0	Каолініт-кварц-польово-шпатована порода	575,0	43,53	Кварц, мікроклін, каолініт	Альбіт-олігоклаз, рогова обманка, гідроокисли заліза, гематит, епідот, мусковіт, гідрослюда?, біотит, хлорит?, монтморилоніт, сидерит	Магнетит, магнітні глобулі, ільменіт, рутил, анатаз, пірит, марказит, герсдорфіт?, гранат, турмалін, ставроліт, дистен, силіманіт, циркон, монацит, чераліт?, барит	Y – 3 Yb – 0,3 La – 7 Ce – 10 Σ REE – 0,21
2	114/5	58,0–59,0	Польово-шпат-каолініт-кварцова порода	580,0	58,9	Кварц, мікроклін, альбіт-олігоклаз, каолініт	Біотит, гематит, гідроокисли заліза, сидерит, рогова обманка, епідот, мусковіт, гідрослюда?, хлорит?, монтморилоніт, сидерит	Магнетит, магнітні глобулі, ільменіт, анатаз, рутил, пірит, марказит, сфалерит?, гранат, турмалін, ставроліт, циркон, фторапатит, монацит, чераліт?, барит	Y – 5 Yb – 0,5 La – 3 Ce – 5 Σ REE – 0,18
3	114/6	59,0–61,0	Гнейсо-граніт біотитовий	600,0	15,5	Кварц, мікроклін, альбіт-олігоклаз	Рогова обманка, епідот, біотит, хлорит, сидерит, гематит, гідроокисли заліза, каолініт, нонтроніт?, тальк?	Магнетит, ільменіт, анатаз, рутил, сфен, пірит, марказит, молібденіт, турмалін, ставроліт, циркон, фторапатит, гідроксилпатит?, крандаліт?, монацит, флоренсит?, барит	Y – 3 Yb – 0,3 La – 3 Ce – 5 Σ REE – 0,18

\* Сюди віднесені також мінерали, що рідко трапляються в породи, але не є акцесорними. \*\* Результати спектрального аналізу. \*\*\* Результати хімічного аналізу.

Серед гіпергенних глинистих мінералів у вивчених пробах кори вивітрювання присутні каолініт і монтморилоніт (див. таблицю), які попадають в шламову складову проб, і лише незначна їх частина, яка заміщує польові шпати та деякі акцесорні, знаходиться в зернистій складовій. Каолініт є породотвірним мінералом на вивченому інтервалі кори вивітрювання, і роль його зростає знизу вгору в колонці зі збільшенням вивітрюваності породи. Монтморилоніт же – незначна за вмістом домішка, і кількість його вгору зменшується.

Серед породотвірних мінералів кори вивітрювання основна роль в кількісному відношенні належить залишковим кварцу і польовим шпатам. Причому в пробі 114/5 серед польових шпатів, які тут складають найбільшу частку, переважаючим є альбіт, тоді як у пробі 114/4, де обсяг польових шпатів дещо зменшений у зв'язку з більшим ступенем вивітрюваності породи, домінує мікроклін, який є більш стійким до вивітрювання. Альбіт-олігоклаз у цій обстановці знаходиться в підпорядкованій кількості. Серед другорядних мінералів у корі в різних кількостях наявні гіпергенні гідроокисли заліза (гематит, сидерит), гідрослюда та залишкові рогова обманка, епідот, біотит і мусковіт. Наскрізними акцесорними мінералами для кори вивітрювання є магнетит, ільменіт, анатаз, рутил, пірит, марказит, турмалін, ставроліт, циркон і барит. Переважно вони мають однакові характеристики з їхніми аналогами в корінній породі. Асоціація акцесорних мінералів кори вивітрювання в основному відповідає гранітам, але має деякі якісні відмінності, про які буде сказано нижче.

**Плагіоклаз** (альбіт-олігоклаз) у різній кількості наявний як у гранітоїдах, так і в їхній корі вивітрювання. В кристалічних породах він слабо серицитизований, часто кородується мікрокліном. В одиничних випадках на контакті плагіоклазу і мікрокліну спостерігаються мірмекітові утворення. Для кори вивітрювання характерні інтенсивно тріщинуваті, серицитизовані і глинизовані відміни, з деяким збільшенням ступеня вивітрюваності знизу вгору у розрізі.

**Мікроклін** характерний для всього вивченого інтервалу порід. У гранітоїдах він не виявляє помітних вторинних змін, тоді як у корі вивітрювання в залежності від положення у

розрізі зерна мінералу різною мірою тріщинуваті та глинизовані.

**Біотит** спостерігається у вигляді табличок та пластинок коричневого та темно-коричневого кольорів. З ним асоціюють акцесорні мінерали, в тому числі монацит, який найчастіше розміщується у вигляді включень (завбільшки до 1 мм). Середній вміст біотиту в гранітоїдах складає 3,22 %, в корі вивітрювання варіює від 0,92 % до одиничних зерен. Результати рентгеноспектрального аналізу свідчать про близький до еталонного склад мінералу та наявність домішок фосфору, урану, а також лантанодів. Іноді по периферії лусок біотит заміщується мусковітом.

**Мусковіт** трапляється також і у вигляді дрібнолускуватих самостійних скупчень, які приурочені до мікротріщин у польових шпатах.

**Епідот** представлений неправильної форми виділеннями характерного для мінералу жовто-зеленого кольору.

Описані вище породотвірні мінерали із кори вивітрювання завдяки гіпергенним змінам різної інтенсивності (тріщинуватість, глинизація, серицитизація) іноді суттєво “засмічені” продуктами руйнування акцесорних мінералів, у тому числі REE-вмісних. Зокрема, в окремих точкових вимірах плагіоклазу визначено до 1,65 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> та 3,77 % REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а також UO<sub>2</sub> (до 0,52 %) і Th<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 2,02 %). Лантан складає найбільшу частку серед REE – 1,3 % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; в менших кількостях зафіксовані церій, неодим, самарій, ербій. В мікрокліні іноді фіксується до 0,62 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,12 % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> та 0,11 % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вміст оксидів ітрію та REE в слюдах подекуди сягає 0,55 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,11–2,23 % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,52 % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,58 % Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> та 2,13 % Lu<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В окремих точкових вимірах епідоту наявні домішки ітрію (1,88–3,24 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) та REE (5,97–8,48 % REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), а також урану. Збільшення вмісту ітрію та REE особливо чітко спостерігається в оболонці зерен зі збільшенням ступеня вивітрювання породи.

**Гіпергенні мінерали.** **Лейкоксен** представлений неправильними зернами кремового кольору, а також конвертоподібними і табличчастими кристалами та їх уламками, інколи кірчастими з мікррозернистою будовою. В них подекуди спостерігаються включення гематитизованого магнетиту та

зерен анатазу сірого кольору. Передбачається, що лейкоксен утворився за рахунок сфену. Крім цього, в пробах кори вивітрювання діагностований ільменіт лейкоксенізований. Він представлений неправильними темно-коричневими зернами, в яких містяться релікти ільменіту. Рентгенівський аналіз визначає анатаз головним компонентом лейкоксену. У складі лейкоксену присутні домішки цирконію, урану, а також REE та ітрію. Частина з них можуть в обмежених кількостях ізоморфно заміщувати титан у структурі мінералу, інші – бути захоплені, сорбовані в процесі кристалізації та, можливо, залишеними “у спадок” від не цілковито заміщеного сфену. REE та ітрію можуть заміщувати цирконій в структурі мінералу та, крім цього, сорбуватись мікрозернистим агрегатом лейкоксену. В мінералі визначено 0,46–2,48 %  $Y_2O_3$ ; серед REE основна роль належить лантану, вміст оксиду якого складає 7,37–11,32 %. До складу мінералу входять в незначних кількостях також церій (0,04–0,25 %  $Ce_2O_3$ ), неодим (0,06 %  $Nd_2O_3$ ),  $Eu_2O_3$  (0,03 %).

**Сидерит і гідроокисли заліза.** В сидериті зафіксовані незначні вмісти REE, серед яких лантан, церій, неодим, лютецій, ітрію, а також уран. Гідроокисли заліза являють собою щільні і відносно пухкі утворення бурого і жовто-бурого кольорів неправильної форми землистої, мікроагрегатної будови, що містять  $Y_2O_3$  в кількостях 1,28–3,92 %;  $La_2O_3$  – 0,53–2,62 %;  $Ce_2O_3$  – 0,76–2,27 %;  $Nd_2O_3$  – 0,12–1,0 %;  $Pr_2O_3$  – 0,56–1,94 % та  $Gd_2O_3$  – 0,91–1,69 %.

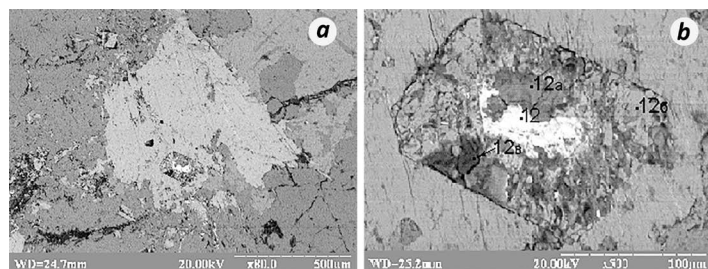
#### Характеристика мінералів, що вміщують REE

REE-вмісні мінерали доцільно розділити на дві групи: 1) мінерали, в структурі яких REE мають свою власну позицію (монацит); 2) мінерали, в яких REE присутні в якості ізоморфних домішок, заміщуючи різні катіони (апатит, циркон, польові шпати, біотит та ін.).

**Монацит.** Зерна монациту приурочені до скупчень біотиту, де вони зазвичай включені до лусок останнього (рис. 2). Переважно мінерал як у корінній породі, так і в корі вивітрювання змінений. Головними причинами вторинних змін монациту є радіоактивний розпад урану і торію, що входять до його складу, а також вплив процесів гіпергенезу у зоні кори вивітрювання.

Незмінений монацит (одиночні зерна) як у корінній породі, так і в корі вивітрювання має медово-жовтий колір, сплющено-овальну близьку до округлої форму. Його оптичні властивості відповідають еталонному монациту. Варто зазначити, що ці зерна дуже дрібні і, очевидно, були ядрами деяких різноступенево змінених зерен, котрі вивільнилися в процесі підготовки проб до аналізу.

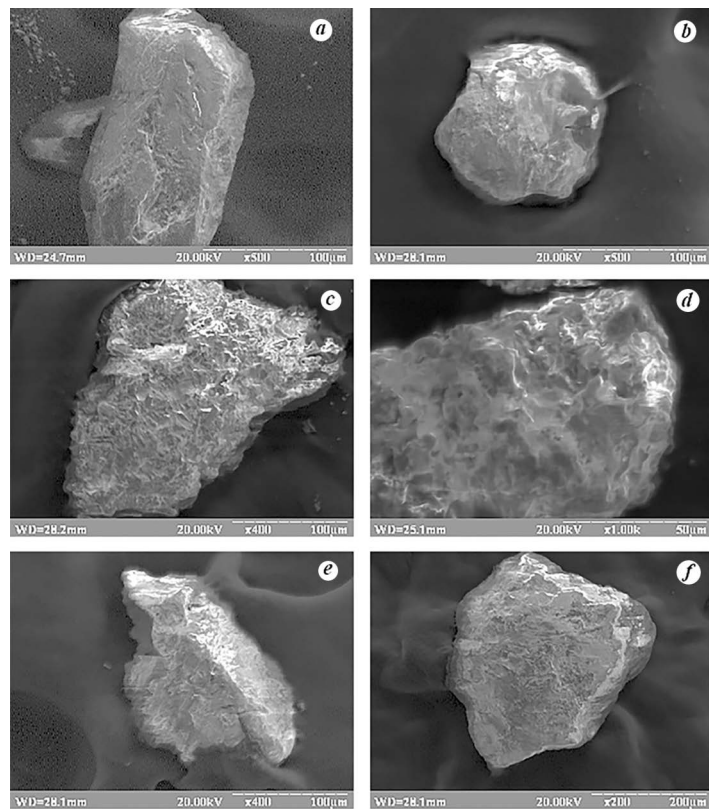
Змінений монацит знаходиться у вигляді відносно м'яких, тонкозернистих або землистих, кородованих, погано оформ-



**Рис. 2.** Включення зонального кристалу монациту в лусочці біотиту (аншліф № 114-6а, граніт біотитовий: а – загальний вигляд; б – детальне зображення внутрішньої будови зонального кристалу монациту (12, 12а, 12б, 12в – точки мікрозондових рентгеноспектральних вимірів))

лених, непрозорих кристалів і товстотаблитчастих, таблитчастих, рідко призматичних зі згладженими ребрами, сплющено-овальних, близьких до округлих і неправильної форми зерен (рис. 3). Він має буруваті, рожево-червонуваті, коричнево- і кремове-рожеві та кремкові кольори різної інтенсивності. Менш змінені кристали зазвичай мають більш інтенсивні та яскраві кольори і відносно більшу твердість; інколи трапляються напівпрозорі відміни, але таких зерен дуже мало. Зерна мінералу часто з поверхні вкриті кіркою чи плівкою вторинного походження. Зміни монациту відбилися не тільки на зменшенні інтенсивності забарвлення і твердості, але й на його оптичних властивостях. Показник заломлення мінералу значно знижений, двозаломлення низьке (перший порядок).

Загалом ступінь зміни монациту різна – від появи вторинних кірок на поверхні мінералу до повного його заміщення. В шліфах зональні індивіди мають вигляд короткостовпчастих кристалів, де монацит перетворився в ізотропну речовину зеленуватого кольору з каймою неідентифікованого складу. В “ядрі” зберігаються окремі смужки монациту бурого кольору, напівпрозорі з помітним двозаломленням і високим показником заломлення (див. рис. 2). Продукти зміни мінералу мають неправильну форму, овальні, округлі, близькі до таблитчастих, часто сплющені виділення білого, блідо-зеленуватого і жовтуватого та сіруватого кольорів (рис. 3, е, ф). На вигляд вони порцеляноподібні і землисті, м'які; під мікроскопом поводять себе як єдине зерно, а за оптичними властивостями дуже близькі до зміненого монациту.



**Рис. 3.** Морфологія зерен монациту Котлярівського рудопроюзу: а – таблитчастий кристал з помітними призматичними обрисами (проба 114/5); б – близьке до ізометричного зерно – ймовірно, “ядро”; звільнене від оболонки (проба 114/6); в – уламок неправильної форми; д – деталізація його поверхні, на якій розвивається вторинна кірка (проба 114/6); е – фрагмент призматичного зерна, заміщеного вторинними продуктами в корі вивітрювання (проба 114/5); ф – зерно неправильної сплющеної форми з гранітоїду (проба 114/6)

Монацит підтверджено рентгенографічно у відібраній монофракції зміненого монациту з електромагнітних фракцій проб 114/4 та 114/5, а також у неелектромагнітній фракції проби 114/4. Незважаючи на значні зміни монациту (фізичні та оптичні властивості, хімічний склад), він зберіг притаманну йому кристалічну решітку, що підтверджується рентгенографічною картиною. За результатами рентгенівського аналізу в пробах ймовірна присутність чераліту. Літературні джерела [3, 5] також вказують на наявність в монацитах ізоморфних компонентів – хатоніту –  $\text{ThSiO}_4$  та чераліту –  $\text{CaThSiO}_4$ .

Рентгеноспектральним аналізом визначено хімічний склад практично незмінених та різного ступеня змінених монацитів і продуктів їх зміни. Результати аналізів уламків оптично майже незміненого зерна показують відмінність хімічного складу його внутрішніх і зовнішніх частин. Так, прозорий жовтуватий, зі спайністю уламок (рис. 3, d) має у своєму складі максимальну кількість  $\text{P}_2\text{O}_5$ , REE і мінімальний вміст  $\text{CaO}$ ,  $\text{UO}_2$  та  $\text{Y}$  (0,57 %  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ). Серед REE переважають церій і лантан, сума оксидів яких складає 44,57 %; відмічається також суттєвий вміст неодиму (9,34 %  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ ). Поряд з цим зовнішні “замутнені” частини зерна (рис. 3, c) характеризуються збільшенням в їх складі ітрію (до 2,19 %  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ), зменшенням церію, лантану, неодиму. Зростає також вміст таких елементів, як уран (> 0,5  $\text{UO}_2$ ), кальцій (> 2,0  $\text{CaO}$ ), і зменшується – фосфору (< 15,8 %). Таким чином, бачимо, що вже на початкових стадіях зміни монациту спостерігається винос рідкісних земель церієвої групи і деяке накопичення ітрію. Щоб простежити поведінку REE в процесі вторинних та гіпергенних змін монациту, нами проаналізовано різноступеневі змінні групи індивідів, які можна розташувати від мінімально до максимально змінених у такий ряд: медово-жовті напівпрозорі; червоно-рожеві і рожеві неправильної та овальної й округлої форм, напівпрозорі (“ядра”); строкаті й однотонні рожеві, зеленуваті, сіруваті непрозорі землясті та порцеляноподібної будови. Намічена раніше тенденція міграції лантанодів посилюється зі збільшенням вторинних змін. Складний характер перерозподілу в процесі вторинних змін та вивітрювання спостерігається і для кальцію. Цей елемент на догіпергенній стадії має тенденцію до накопичення (до 5,59 %  $\text{CaO}$ ), а в процесі вивітрювання – виноситься. Уран при руйнуванні монациту теж частково мігрує, вміст його зменшується від незміненого монациту до максимально вивітрілого.

*Apatit* представлений в породі короткопризматичними і призматичними кристалами та їх уламками зі згладженими різною мірою ребрами, овальними та округлими зернами, прозорими і напівпрозорими, замутненими внаслідок тріщинуватості та розвитку, очевидно, глинистого мінералу по тріщинках. Зрідка можна також спостерігати включення пластинок біотиту в кристалах апатиту. Трапляються дрібні голчасті прозорі кристали мінералу. Вміст апатиту в гранітоїді складає 0,05 %, а в нижній частині кори вивітрювання наявні лише поодинокі зерна. За даними рентгеноструктурного аналізу апатит представлений фторвмісною відмінною. Для мінералу характерні знижені (в порівнянні з еталонними) вмісти  $\text{P}_2\text{O}_5$  (17,98–34,34 %),  $\text{CaO}$  (20,65–43,69 %), присутність незначних кількостей таких петрогенних домішок, як  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ , а також REE. Необхідно відмітити вміст в мінералі значної кількості ітрію (10,25–10,58 %  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ). Тут варто звернути увагу на таку закономірність: наявність ітрію у внутрішній частині зерна апатиту та його відсутність у зовнішній, поверхневій частині мінералу. Тобто в процесі гіпергенних та, можливо, гідротермально-метасома-

тичних процесів ітрію з апатиту виноситься, цілковито накопичуючись у водах у лужну стадію гіпергенного процесу, що добре узгоджується з теоретичними розробками [1].

*Циркон.* Кристали циркону доволі різноманітні за формою і кольором. Переважають призматичні і видовжено-призматичні зі згладженими ребрами гіацинтового типу кристали, що в різній інтенсивності забарвлені у рожевий колір. Але трапляються і дуже дрібні голчасті світло-рожеві до безбарвних кристалики. У вивітрілому граніто-гнейсі та більшою мірою в корі вивітрювання часто присутні непрозорі призматичні кристали блідо-рожевого і молочно-білого кольорів. З поверхні вони блискучі і доволі щільні, а на зламі пухкі, землясті; їхні показники заломлення та двозаломлення знижені. Подібні циркони з кори вивітрювання при легкому надавлюванні розпадаються на вузькі голчасті уламки. Хімічний склад вивчених зерен циркону характеризується такими особливостями: знижений вміст цирконію і силіцію – головних компонентів мінералу, значний вміст REE (7,57–11,88 %) та ітрію (2,53–11,35 %  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ), а також наявність радіоактивних елементів (торію, урану). Циркон представлений селективно ітрієвим різновидом, в якому суттєву роль відіграють важкі лантанодиди, зокрема лютецій, що зумовлено можливими ізоморфними заміщеннями цирконію. Водночас кристалічна структура циркону не вважається ізоморфною. Більш характерним для мінералу є ізовалентний ізоморфізм між цирконієм і гафнієм та гетеровалентний – між цирконієм та REE, силіцієм, фосфором [4].

#### Геохімічні особливості основних REE та елементів-домішок у монациті

REE, власне, входять в структуру монациту, при цьому ізоморфно заміщуючи один одного. До них також долучається близький за структурними характеристиками ітрію [1]. В процесі вторинних змін церієві лантанодиди в монациті заміщуються торієм, а для компенсації надлишку валентності відбувається часткове заміщення п’ятивалентного фосфору чотиривалентним силіцієм. Зважаючи на кристалічну еквівалентність  $\text{CePO}_4$  та  $\text{ThSiO}_4$ , можна допустити, що відзначений вище надлишок силіцію в монациті, очевидно, пов’язаний з торієм [5]. Наявність у складі монациту кальцію пояснюється присутністю чералітової молекули (про що було сказано вище), а домішки магнію, алюмінію та заліза – найімовірніше, з наявністю вторинних продуктів – каолініту і, можливо, монтморилоніту чи нонтроніту та гідрооксидів заліза.

Одним з вірогідних пояснень раніше описаних відмінностей у хімічному складі зовнішніх і внутрішніх частин (зон) незмінених зерен монациту, в яких все ж таки помітне помутніння у напрямку від центра до периферії, може бути деяка зміна концентрації відповідних елементів у мінералоутворюючому середовищі, а також зміна кислотності-лужності цього середовища під час тривалої кристалізації мінералу, що призводить до перерозподілу REE-елементів у різновіддалених від центра кристалізації зонах монациту. На такий розподіл могли впливати також загальні гідротермально-метасоматичні процеси, що спричинили формування рудоносною зони.

Процес поглиблення вторинних змін монациту простежується в корі вивітрювання, де чітко відмічається тенденція вносу лантанодидів та накопичення ітрію. Найбільші вмісти  $\text{Y}_2\text{O}_3$  зафіксовані в “ядрах” зміненого монациту червоно-рожевого та рожевого кольорів, тобто в окислених та максимально перетворених, відносно пухких і замінених гіпергенними продуктами зернами. Сказане вище значною мірою узгоджується з теорією стадійності диференціації REE в корі вивітрювання магматичних порід, згідно з якою від-

мічається така тенденція: в ранню лужну стадію REE накопичуються в корі вивітрювання, причому за рахунок легких лантанодів, а ітрії і важкі лантанодиди виносяться розчинами; в пізню кислотну стадію вивітрювання і рухомість REE стає протилежною – максимально виносяться лантан, а середні і важкі лантанодиди та ітрії фіксуються в корі.

#### Геолого-генетичний тип зруденіння

Геолого-генетична типізація та перспективна оцінка зруденіння є концептуально-базовою щодо стратегії будь-яких пошуків. Вона тим більш важлива, коли питання зруденіння рідкісних земель у Середньому Придніпров'ї все частіше й частіше постає для вирішення. Відкриття низки проявів REE в процесі геолого-геохімічних робіт вимагає дати чітку оцінку конкретних об'єктів і встановити доцільність їх залучення у геологорозвідувальний процес з метою подальшої експлуатації.

В межах УЩ виділяються такі геолого-генетичні типи рідкісноземельної мінералізації [3, 5, 9], які загалом корелюються з іншими загальновідомими класифікаціями [1, 4, 10–12]: 1) мінералізація, що пов'язана з гранітами і сієнітами; 2) родовища в лужних сієнітах (Азовське, Петрово-Гнупівське родовища, Сторожовий рудопрояв); 3) мінералізація в польовошпатових метасоматитах (Лозоватське, Калинівське, Південне родовища); 4) мінералізація в низькотемпературних аргілізитах (Гурівський рудопрояв) та корях вивітрювання (Хачуватський рудопрояв).

Найбільш детально зруденіння REE у східній частині УЩ типізовано у виробничому звіті за тематичними дослідженнями В. Д. Ініна (1990 р.) та у роботах [6–9, 13, 14]. Виділено рудні та рудоносні геолого-генетичні формації рідкісних земель, які представлені трьома гіпергенними, двома магматичними та вісьмома метасоматичними формаціями. До рудних віднесені: фосфор-рідкіснометалево-рідкісноземельна карбонатитова магматична; рідкіснометалево-рідкісноземельна фенітова метасоматична; рідкіснометалево-рідкісноземельна лужних пегматитів (лужно-пегматитова); рідкісноземельна кварц-(халцедон)-флюоритова метасоматична. До перспективних рудоносних належать такі формації та їх ряди: фосфор-рідкіснометалево-рідкісноземельна фенітова метасоматична; рідкіснометалево-рідкісноземельна гранітних пегматитів; уран-рідкісноземельно-рідкіснометалева гідротермально-метасоматична на контакті карбонатних порід з гранітним масивом і наступною їх аргілізацією низькотемпературними гідротермами ендо- й екзогенного походження; рідкісноземельна гранітних пегматитів; рідкісноземельна гумбейтова метасоматична; рідкісноземельна (ітрієва) гіпергенна базитової кори вивітрювання; рідкісноземельна (ітрії-лантан-церієва) гіпергенна кори вивітрювання гранітоїдів; рідкісноземельна (скандій-церій-ітрієва) гіпергенна кори вивітрювання пегматоїдних гранітів.

Варто коротко розглянути формації, до яких віднесені прояви REE та ітрію у Середньому Придніпров'ї.

Гумбейтова рудоносна формація представлена мінералізацією лантану, церію та ітрію в зонах епідот-хлорит-кварц-польовошпатових метасоматитів, що супроводжують розривні порушення в плагіомігматитах дніпропетровського комплексу. Промислове значення серед них можуть мати ітрієві пункти мінералізації та рудопрояви, які, ймовірно, свідчать про зруденіння типу рідкісноземельних кварц-польовошпатових метасоматитів. Вміст ітрію у них сягає 0,1 %, але мінеральна форма елемента невідома.

Рідкісноземельна (ітрієва) гіпергенна формація кори вивітрювання базитів виділена в межах Верхівцівської та

Сурської ЗКС у корях вивітрювання амфіболітів, метабазальтів, метадолеритів. На півночі Верхівцівської ЗКС підвищені вмісти ітрію (0,10 %) просторово суміщаються з проявами скандію вищеописаної гіпергенної формації, тому важливо розглядати їх в якості комплексних об'єктів.

Рідкісноземельна (ітрії-лантан-церієва) гіпергенна формація кори вивітрювання гранітоїдів представлена пунктами мінералізації в корях вивітрювання мігматитів дніпропетровського комплексу. Як правило, вони локалізовані в тектонічних зонах і на контакті плагіогранітоїдів із супракрустальними породами аульської серії. Характерним є низький вміст лантан-церієвої та високий – ітрії-ітербієвої (до 0,070 %) груп REE.

Рідкісноземельна (скандій-церій-ітрієва) гіпергенна формація кори вивітрювання пегматоїдних гранітів включає пункти мінералізації скандію та ітрію в корях вивітрювання пегматитів та апліт-пегматоїдних гранітів токівського комплексу. Підвищені вмісти приурочені до зон тектонічних порушень.

Мінералізація Котлярівського рудопояву характеризується такими основними геолого-речовинними ознаками:

1. Підвищені вмісти REE локалізовані в корі вивітрювання, зоні дезінтеграції та “свіжих” ультраметаморфічних породах, які діагностуються як гнейсоподібні граніти, гнейсограніти, мігматити дніпропетровського комплексу, що утворилися в результаті ультраметаморфізму плагіогнейсів і кристалосланців аульської серії.

2. Виявлені мінеральні форми знаходження REE представлені монацитом. Рідкісні землі та ітрії містяться також в акцесорних мінералах (апатиті, цирконі, лейкоксені).

3. Монацит концентрується, як правило, в смугоподібних скупченнях біотиту, формування яких, ймовірно, пов'язане із загальною мікроклінізацією мігматитів і гранітів. У хроностратиграфічному відношенні цей процес у Середньому Придніпров'ї приурочений до становлення сублужних гранітоїдів токівського, мокромосковського і демуринського комплексів.

4. Передбачається, що мінералізація REE частково могла бути присутня в первинно метаморфічних породах, дещо зазнала перерозподілу на ультраметаморфічній стадії їх перетворення, а головний обсяг був привнесений в результаті укорінення гранітоїдів зазначених вище комплексів.

Таким чином, мінералізація Котлярівського рудопояву належить до комплексного метаморфічно-метасоматичного типу в монацитвмісних гранітоїдах дніпропетровського комплексу, що зазнали руднометасоматичних змін лужної спеціалізації, продукованих гранітами токівського комплексу. Коротко його можна визначити як метасоматично змінені гнейсо-граніти і мігматити. Аналогом даного типу зруденіння може розглядатися родовище Траванкор в Індії [10, 12].

Екзогенні концентрації REE в корі вивітрювання генетично пов'язані з мінералізацією в кристалічних породах і можуть діагностуватися як залишкові елювіальні розсипи. Поряд з цим у корях вивітрювання промислових вмістів може досягати сорбована фаза REE.

#### Висновки

В результаті проведених досліджень в REE-вмісних пробах Котлярівського рудопояву (св. 114) достовірно встановлено рідкісноземельний фосфат – монацит. Мінералого-петрографічними дослідженнями із застосуванням дифрактометра ДРОН-2.0 та растрового електронного мікроскопа-мікроаналізатора РЕММА-102-02 з'ясовано внутрішню будову зерен монациту та його склад, простежено характер вторинних змін монациту та зумовлену ними внутрішню структурно-речовинну неоднорідність. Зокрема, виявлена

прямопропорційна залежність збільшення вмісту ітрію та виводу REE церієвої групи в монациті від підвищення інтенсивності вторинних змін мінералу. Передбачається, що монацит зазнав щонайменше два головних етапи змін: ранній – ендегенний гідротермально-метасоматичний та пізній – гіпергенний, пов'язаний з утворенням кори вивітрювання.

У монациті міститься основний обсяг REE та ітрію (до 80 %). Окрім монациту, лантаніди та ітрії зафіксовані в ряді акцесорних (апатит, циркон, лейкоксен), головних (польові шпати) та другорядних (епідот, біотит, сидерит, гідроокисли заліза) породотвірних мінералів. Показано, що незначна їх кількість присутня у сорбованій фазі на глинистих частинках у корі вивітрювання та зоні дезінтеграції. На це опосередковано вказує вміст REE в шламовій складовій кори вивітрювання.

Проведені роботи засвідчили, що проблема рідкісноземельного зруденіння в Середньому Придніпров'ї, насамперед визначення мінеральної форми знаходження REE та ітрію, їх розподіл у мінералах-концентраторах, характер вторинних змін рудоносних мінералів, з'ясування генетичного типу виявлених концентрацій, може бути вирішена шляхом виконання комплексних науково-виробничих досліджень. Незважаючи на низку об'єктивних труднощів (обмежена кількість наданих для дослідження проб, їх незначна вага тощо), проведені роботи надали новий важливий фактичний матеріал, який суттєво сприяє вирішенню проблематики зруденіння REE у дослідженому рудопрояві та Середньому Придніпров'ї загалом.

Продовження подібних робіт, постановка та проведення комплексних повномасштабних досліджень рідкісноземельного зруденіння в Середньому Придніпров'ї матиме високу теоретичну та практичну результативність. Більш поглиблене та систематичне вивчення мінералізації REE, особливо в світлі використання сучасної растрової електронної мікроскопії, дозволить з'ясувати речовинні форми знаходження REE, встановити їх потенційно рудні концентрації, а отже, надати надійну оцінку перспектив та обґрунтований прогноз родовищ рідкісних земель у межах Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області та інших перспективних територій УЩ.

#### Подяки

Автори статті щиро вдячні за співпрацю Л. В. Липчук, І. Б. Єлькіній, Л. Ф. Однороженко, С. І. Овечку, а також С. М. Бондаренку і К. В. Руденку – за надану допомогу під час підготовки статті.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. – Москва: Наука, 1976. – 267 с.
2. Баряцька Н. В. Поняття критичної сировини – інструмент стимулювання розвитку надрокористування в Україні // Мінер. ресурси України. – 2020. – № 2. – С. 13–18. <https://doi.org/10.31996/mru.2020.2.13-18>
3. Беспалько Н. А., Донской А. Н., Елисеєва Г. Д., Казанцева А. И., Козаченко А. И., Корниченко Т. Г., Котко А. Г., Куц В. П., Левковская Н. Ю., Литовченко Е. И., Мицкевич Б. Ф., Орса В. И., Осадчий В. К., Самчук А. И., Стадник В. А., Царовский И. Д., Шербак Н. П. Акцесорные минералы Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1976. – 260 с.
4. Боруцкий Б. Е., Варшал Г. М., Павлуцкая В. И., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. Редкие земли в минералах Хибинского массива // Изоморфизм в минералах. – Москва: Наука, 1975. – С. 221–246.
5. Івантишин М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. – Київ: АН УРСР, 1960. – 244 с.
6. Ісаков Л. В., Сукач В. В., Хомич Ю. Є. Мінералого-геохімічні особливості Гурівського комплексного апатит-U-TR рудопрояву, Інгульський мегаблок, Український щит // Геохімія та рудоутворення. – 2023. – Вип. 44. – С. 47–61. <https://doi.org/10.15407/gof.2023.44.047>

7. Ісаков Л. В., Шпильчак В. О., Сукач В. В. Особливості мінерального складу, внутрішньої будови та структурної позиції рідкісноземельних пегматитів Гайчурського пегматитового поля // Наук. вісн. Нац. гірн. ун-ту. – 2007. – № 12. – С. 42–46.
8. Марченко Е. Я., Стрекозов С. М. Азовська рудоносна структура докембрію Приазов'я // Мінер. ресурси України. – 1999. – № 1. – С. 34–36.
9. Гурський Д. С., Єсипчук К. Ю., Калінін В. І., Куліш Є. О., Нечаєв С. В., Третьяков Ю. І., Шумлянський В. О. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 1: Металічні корисні копалини. – Київ; Львів: Центр Європи, 2005. – 785 с.
10. Ляхович В. В. Акцесорные минералы в гранитоидах Советского Союза. – Москва: Наука, 1967. – 448 с.
11. Сауков А. А. Геохимия. – Москва: Наука, 1966. – 487 с.
12. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. – Москва: Наука, 1964. – 392 с.
13. Сукач В. В., Ісаков Л. В., Безвинний В. П., Шпильчак В. О. Пошуки родовищ рідкісних металів у Східноукраїнській пегматитовій області – важливий складник геологорозвідувальних робіт в Україні // Мінер. ресурси України. – 2021. – № 4. – С. 4–13. <https://doi.org/10.31996/mru.2021.4.6-15>
14. Сукач В. В., Ісаков Л. В., Гоголев К. І., Котенко М. С., Хомич Ю. Є. Пегматити Сурської та Верхівцівської зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я, Український щит // Мінер. ресурси України. – 2023. – № 3. – С. 8–16. <https://doi.org/10.31996/mru.2023.3.8-16>

#### REFERENCES

1. Balashov Yu. A. Geochemistry of rare earth elements. – Moscow: Nauka, 1976. – 267 p. (In Russian).
2. Bariatska N. V. The concept of critical minerals as a mean of stimulate the development of subsoil use in Ukraine // Mineral resources of Ukraine. – 2020. – No. 2. – P. 13-18. <https://doi.org/10.31996/mru.2020.2.13-18> (In Ukrainian).
3. Беспалько Н. А., Донской А. Н., Елисеєва Г. Д., Казанцева А. И., Козаченко А. И., Корниченко Т. Г., Котко А. Г., Куц В. П., Левковская Н. Ю., Литовченко Е. И., Мицкевич Б. Ф., Орса В. И., Осадчий В. К., Самчук А. И., Стадник В. А., Царовский И. Д., Шербак Н. П. Accessory minerals of the Ukrainian Shield. – Kyiv: Naukova Dumka, 1976. – 260 p. (In Russian).
4. Borusky B. E., Varshal H. M., Pavlutsкая V. Y., Sokolova M. N., Shlyukova Z. V. Rare earths in the minerals of the Khibiny massif // Isomorphism in minerals. – Moscow: Nauka, 1975. – P. 221-246. (In Russian).
5. Івантишин М. М. Accessory rare minerals and scattered elements in granites and pegmatites of the Ukrainian Crystalline Shield. – Kyiv: AN USSR, 1960. – 244 p. (In Ukrainian).
6. Ісаков Л. В., Сукач В. В., Хомич Ю. Є. Mineralogical and geochemical characteristics of the Hurivka complex P-U-TR ore occurrence, Inhul megablock, Ukrainian Shield // Geochemistry and ore formation. – 2023. – Iss. 44. – P. 47-61. <https://doi.org/10.15407/gof.2023.44.047> (In Ukrainian).
7. Ісаков Л. В., Шпильчак В. О., Сукач В. В. Peculiarities of the mineral composition, internal structure and structural position of rare earth pegmatites of the Gaichur pegmatite field // Naukovyi Visnyk Natsionalnoho Hirnychoho Universytetu. – 2007. – No. 12. – С. 42-46. (In Ukrainian).
8. Marchenko E. Ya., Strekozov S. M. Azov ore-bearing structure of the Precambrian of the Azov region // Mineral resources of Ukraine. – 1999. – No. 1. – P. 34-36. (In Ukrainian).
9. Gursky D. S., Esypchuk K. E., Kalinin V. I., Kulish Ye. O., Nechaev S. V., Tret'yakov Yu. I., Shumlyanskyy V. O. Metallic and non-metallic minerals of Ukraine. Vol. 1: Metallic minerals. – Kyiv; Lviv: Centr Europey, 2005. – 785 p. (In Ukrainian).
10. Lyakhovich V. V. Accessory minerals in granitoids of the Soviet Union. – Moscow: Nauka, 1967. – 448 p. (In Russian).
11. Saikov A. A. Geochemistry. – Moscow: Nauka, 1966. – 487 p. (In Russian).
12. Semenov E. I. Mineralogy of rare earths. – Moscow: Nauka, 1964. – 392 p. (In Russian).
13. Sukach V. V., Isakov L. V., Bezvynnyi V. P., Shpylchak V. O. Prospecting of rare metals in the East-Ukrainian pegmatite province – important part of geological exploration in Ukraine // Mineral resources of Ukraine. – 2021. – No. 4. – P. 4-13. <https://doi.org/10.31996/mru.2021.4.6-15> (In Ukrainian).
14. Sukach V. V., Isakov L. V., Hoholev K. I., Kotenko M. S., Khomych Yu. Ye. Pegmatites in Sura and Verkhivtseve greenstone belts of the Middle Dnipro region, Ukrainian Shield // Mineral resources of Ukraine. – 2023. – No. 3. – P. 8–16. <https://doi.org/10.31996/mru.2023.3.8-16> (In Ukrainian).

Рукопис отримано 8.09.2024.