

С. Г. Кривдік, О. В. Дубина

РУДОНОСНІСТЬ НА РІДКІСНІ МЕТАЛИ ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ МАГМАТИЧНИХ КОМПЛЕКСІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Рассмотрены геохимическая специализация и рудоносность главных типов кристаллических пород Украинского щита: щелочные магматические и метасоматические породы, дифференцированные граниты и их пегматиты, Sc-U альбититы. Показаны перспективы и площади прогнозирования и поисков месторождений редких металлов (Zr, Nb, TR, Y). Главным результатом исследования является доказательство перспективности гипертальусных сиенитов на поиски месторождений редких металлов нетрадиционного типа. Приведенные данные о генетической связи рудоносных сиенитов, к которым приурочены богатые Zr, Nb, Y руды (Азовское, Ястребецкое месторождения), с анортозит-рапакивигранитными плутонами и Южно-Кальчикским массивом. Это значительно расширяет площадь (более 20 тыс. км²) поиска месторождений такого типа. Интерпретация щелочных метасоматитов Восточного Приазовья, как фенитов карбонатитового комплекса, позволяет считать этот район перспективным на месторождения карбонатитового типа. Обнаружен новый тип щелочных метасоматитов, обогащенных редкоземельными элементами.

The geochemical specialization and ore bearing ability of main types (alkaline magmatic and metasomatic rocks, differentiated granites and their pegmatites, Sc-U albitites) of crystalline rocks from the Ukrainian Shield are considered. The prospects, forecasting areas and exploration of rare metals (Zr, Nb, TR, Y) deposits are shown. As a main result of investigation, the evidence availability for exploration of rare metal deposits (non-traditional type) related to hypersolvus syenites is cited. The genetic relation of the ore-bearing syenites with rich Zr, Nb, Y ores (Azov, Yastrubetske deposits) to anorthosite-rapakivi granite plutons as well to South-Kalchyk massif have been exposed. That significantly expands area (up to 20 thousand km²) for exploration of such type deposits. The interpretation of alkaline metasomatites from East Azov area as fenites of carbonatite complexes allows considering this region as of great potential on carbonatite type deposits. A new type of alkaline metasomatites enriched in rare-earth elements was found.

Вступ

З геохімії родовищ і рудопроявів та мінералогії рідкісних металів України є чимало літератури, в якій розглядаються різні аспекти процесів концентрування та рудоутворення цих металів. В даній статті йдеться переважно про такі літофільні рідкісні елементи (метали), як Nb, Ta, Zr, Hf, TR, Y, частково розглядаються W, Sn, Li, Be, Sc. Радіоактивні елементи (U, Th) згадуються лише побіжно, коли вони перебувають в асоціації з іншими рідкісними металами. В той же час головна увага приділяється тим рудопроявам і родовищам, які генетично пов'язані з протерозойськими магматичними комплексами Українського щита (УЩ). На відміну від інших докембрійських щитів і платформ, де часто провідну роль в мінералогії рідкісних металів відіграють фанерозойські магматичні породи та пов'язані з ними метасоматити, в межах УЩ, особливо в його внутрішній (центральної) частині, фанерозойських магматичних порід не виявлено. Вони лише

з'являються в крайовій приазовській частині цього регіону та в прилеглих западинах (Дніпровсько-Донецькій і Причорноморській). Проте і в цих структурах поки що не виявлено значних перспектив пошуків літофільних рідкісних металів. Можливим винятком може бути Покрово-Київський габро-сієнітовий масив, розташований в зоні зчленування УЩ зі складчастим Донбасом. Таку пасивність УЩ щодо фанерозойського магматизму на даний час не з'ясовано.

Головні рудопрояви літофільних рідкісних металів в межах УЩ генетично пов'язані з протерозойськими лужними породами (і карбонатитами), лужними та сублужними гранітоїдами (граніти, сієніти) та їхніми пегматитами і метасоматитами (лужні метасоматити, альбітити, вторинні кварцити, грейзени) (див. рисунок). З гранітами нормальної лужності (а саме з плагіогранітами) поки що не виявлено будь-якої рідкіснометалевої мінералізації. Можливо, дещо осторонь перебувають скарнові рудопрояви з вольфрамом (шеєліт); джерело походження останнього залишається не

з'ясованим (не виключається його первинно осадове нагромадження з подальшим перерозподілом у процесі скарноутворення).

Разом з тим, аналізуючи умови локалізації рудопроявів та точок мінералізації названих літофільних рідкісних металів, не вдалося виявити якихось тектонічних критеріїв (зв'язку з певною системою розломних зон). Швидше можна говорити про регіональні особливості. Так, лужні та сублужні породи Приазов'я збагачені, як це і характерно для такого типу порід, Nb, Ta, TR, Y, Zr, інколи Sn, Be, тоді як у західній частині УЩ однотипні породи переважно бідні на Nb і Zr. Мало або немає в цій частині щита і багатих на Nb і Ta пегматитів (винятком може бути Петровоострівський рудопрояв). На нашу думку [10], головною причиною такої металогенічної (геохімічної) неоднорідності УЩ можуть бути різні геодинамічні режими розвитку різних частин щита. Крім такої регіональної металогенічної неоднорідності, інколи вдається спостерігати локальні. Так, у Східному Приазов'ї девонські лужні і сублужні породи (невеликі масиви Зірка, Приморський, Маріупольський, балка Бережна) значно бідніші на Nb, Ta, Zr, TR, Y порівняно з девонським Покрово-Кириївським масивом. Це може бути пов'язане з різними геодинамічними умовами формування вказаних порід.

Загальний висновок про умови і причини формування рудопроявів і родовищ згаданих літофільних рідкісних металів: за всіх однакових інших умов (наприклад, геодинамічних) вони генетично пов'язані з завершальними або кінцевими диференціатами складних магматичних комплексів – нефеліновими або лужними сієнітами і карбонатитами, гранітоїдними пегматитами, лужними і сублужними гранітами та апогранітоїдними метасоматитами цих комплексів. Встановлено також деяку залежність рудоносності магматичних комплексів від глибини їхнього ерозійного зрізу. Принаймні в західній частині УЩ значно еродовані масиви лужно-ультраосновної формації (Проскурівський, Антонівський) мають дещо вищий вміст TR (а також апатиту) порівняно з гіпабісальними (Городниця, Глумча, Болярка, Губків).

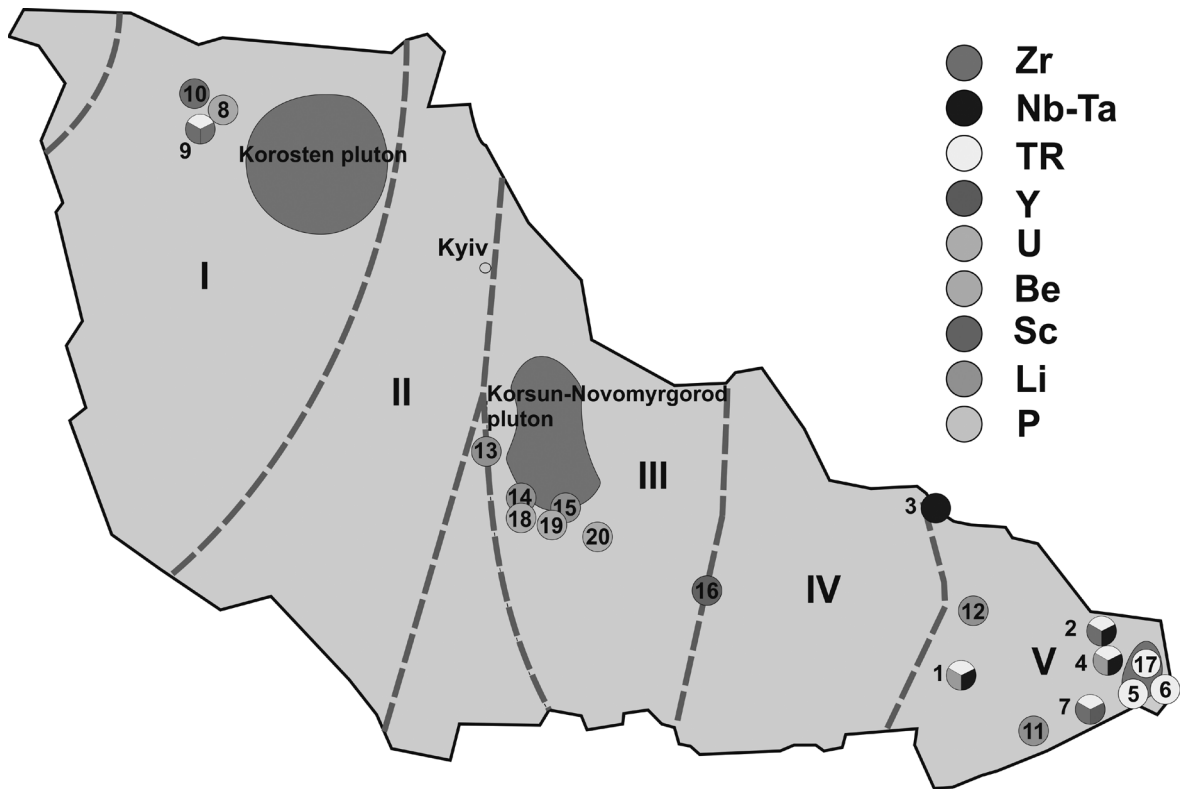
Як це властиво більшості докембрійських щитів і платформ, в УЩ найбільш перс-

пективними на родовища літофільних рідкісних металів є різноманітні комплекси лужних і сублужних порід.

Рудоносність лужних і сублужних порід УЩ

Як згадувалося вище, в межах УЩ лужні породи мають переважно протерозойський вік. Лише на сході цього регіону (Приазов'я) наявні як протерозойські, так і палеозойські (девонські) лужні породи. На даний час відомо понад 40 проявів і масивів цих порід. Найпоширеніші вони в приазовській та західній частинах УЩ. Лужні і сублужні сієніти пов'язані також з двома аортозит-рапаківігранітними плутонами (Коростенським і Корсунь-Новомиргородським), а суттєво сієнітовий Південно-Кальчицький масив у Приазов'ї вважається сієнітовим аналогом таких плутонів. Певною мірою подібними до Південно-Кальчицького масиву є граносієніт-гранітні масиви басейну рік Кальміус і Грузький Єланчик (Кальміус-Єланчицький, Кумачівський та ін.) [7]. Ці масиви відомі також під назвами Тельманівський, Греко-Олександрівський, Тавловський [8]. Гранітоїди цих масивів мають багато подібних рис з гранітами рапаківі (переважання калішпату над плагіоклазом, високозалізисті темноколірні мінерали – амфібол, біотит, інколи фаяліт). М. О. Єлисеєв зі співавторами [7] відмітив наявність в деяких з цих масивів фаялітових сієнітів, подібних до таких у Південно-Кальчицькому масиві. В. В. Дем'яненко [8, 19] встановив також у деяких із цих масивів габроїди, які є характерними для Південно-Кальчицького масиву.

Дещо забігаючи наперед зазначимо, що така зацікавленість масивами сублужних гранітоїдів Східного Приазов'я і порівняння їх з Південно-Кальчицьким (та пошуками подібностей між ними) пояснюється тим, що в зв'язку з останнім масивом відкрито Азовське родовище [1] нетрадиційного типу з багатими рудами TR, Y, Zr. Проте наявні та літературні дані [8, 19] свідчать, ймовірно, про те, що ці порівнювані масиви є різновіковими (1,8 млрд років – Південно-Кальчицький і близько 2,0 млрд років – масиви басейну рік Кальміус і Грузький Єланчик). Звичайно, опубліковані геохронологічні дані з Кальміус-Єланчицького та



Ендогенні родовища і рудопрояви рідкісних металів УЩ

1 – Чернігівський масив; 2 – Октябрський масив; 3 – Малотерсянський масив; 4 – Хлібодарівський прояв; 5 – Петрово-Гнугівський прояв; 6 – Кальміуський масив; 7 – Азовське родовище; 8 – Пержанське родовище; 9 – Суцано-Пержанське родовище; 10 – Яструбецьке родовище; 11 – родовище Крута Балка; 12 – Шевченківське родовище; 13 – Шполянсько-Ташлицький район; 14 – родовища Станкуватське і Надія; 15 – Полохівське родовище; 16 – родовище Жовта Річка; 17 – Анадольське родовище; 18 – Ватутінське рудне поле; 19 – Новокостянтинівське рудне поле; 20 – Мічуринське рудне поле. *Мегаблоки*: I – Волино-Подільський; II – Білоцерківсько-Середнjobузкий; III – Інгільський; IV – Середнjobридніпровський; V – Приазовський

інших масивів потребують ревізії. Якщо ж вони підтвердяться, то можна буде говорити про наявність найдавніших (близько 2,0 млрд років) порід анортозит-рапаківі-гранітної формації в Приазов'ї.

Щодо інших протерозойських лужних та сублужних порід УЩ, то на даний час впевнено фіксуються два вікових рубежі (епохи) їх формування: 2,0–2,1 і 1,7–1,8 млрд років. Прояви і масиви лужних порід першої епохи належать переважно до лужно-ультраосновної формації, а другої – до габро-сієнітової [13]. Можна ще виділити лужно-гранітну формацію (пержанські рибекітові та егіринові граніти). В деяких масивах (Малотерсянський, можливо Октябрський) фіксуються дві вказані стадії формування (Загнітко, 1993).

Можливо, є проміжні за віком (1,9 млрд років) або молодші (рифейські) лужні поро-

ди в УЩ, проте доведення такого припущення потребує додаткових геохронологічних досліджень. Як відмічалось авторами раніше [13], лужні породи різних формаційних типів мають відмінну геохімічну та металогенічну спеціалізацію.

Рудоносність проявів лужно-ультраосновної формації УЩ та перспективи пошуків нових масивів і родовищ

В 60-х роках минулого століття було практично випадково відкрито (Жуков и др., 1974) карбонатити Чернігівської (від с.м.т. Чернігівка Запорізької області) зони розломів. Подальші дослідження з допомогою буріння однією з геологічних партій ПГО "Кіровгеологія", а пізніше Білозерською геологічною експедицією (с.м.т. Михайлівка За-

порізької області) було виявлено інші породи карбонатитового комплексу (лужні піроксеніти, ійоліт-мельтейгіти, нефелінові сіеніти, карбонатити та феніти екзоконтактного ореолу), встановлено потужність цих порід, складено карту та побудовано геологічні розрізи. В результаті цих та супроводжуваних науково-дослідних робіт було остаточно з'ясовано, що ці породи складають лінійно-втягнутий (кілька кілометрів) карбонатитовий комплекс, а також розвідено родовище комплексних руд апатиту і рідкісних металів (Nb, Ta, TR, Y, Sr, Mo). Результати цих досліджень було узагальнено в монографії [5]. Карбонатити пов'язані з ними рідкіснометалева мінералізація виявилася дещо незвичними (наприклад, один з головних рудних мінералів ніобію представлений церієвим фергусонітом, окрім традиційних для карбонатитів пірохлору, гатчетоліту і колумбіту). Проте вони мають характерну для карбонатитів ніобій-рідкісноземельно-фосфатну металогенічну спеціалізацію [6]. Зрештою ці та інші особливості Чернігівського (його часто називають Новополтавським) родовища пояснювалися глибоким (до 20 км) ерозійним зрізом [5].

Розробка Чернігівського і Новополтавського родовищ (у виробничих звітах виділяють два родовища) повністю забезпечила б Україну принаймні на 25–50 років апатитом, Nb, Ta, TR, Y. Як супутні компоненти можуть вилучатися молібден, стронцій, флогопіт, польові шпати (альбіт, мікроклін-пертит), ільменіт, магнетит, карбонати та ін. Принагідно зауважимо, що в Україну апатит імпортується з Хібін за ціною понад 200 доларів США за 1 т. В той же час, за підрахунками хіміків-спеціалістів з Київського національного університету ім. Тараса Шевченка, переробка тільки апатитового концентрату з вилученням TR, Y, Sr і F може повністю відшкодувати затрати на розробку цих родовищ. Проте низка факторів, крім фінансового, стримує експлуатацію цього родовища. Головні з них – складна технологія (хоча вона розроблена) комплексних небагатих, зокрема на рідкісні метали і апатит, руд; розташування родовища на орних чорноземах; деякі екологічні проблеми.

Крім карбонатитів, рудоносними щодо рідкісних металів можна вважати апо-

фенітові альбітити. Ці породи утворюються в результаті заміщення пертитових польових шпатів фенітів (і сіенітів?) гранобластовим агрегатом альбіту (переважає) і мікрокліну, а піроксену – біотитом. Утворюється новий амфібол, і такі породи інтенсивно збагачуються Zr і Nb (пірохлор, гатчетоліт, циркон).

Після виявлення і розвідки Чернігівського і Новополтавського карбонатитових родовищ виникло питання про перспективність УЩ на подібні родовища і розпочалася розвідка інших лужних комплексів, а також ультрабазитів і сіеніто-подібних порід. Карбонатити і карбонатитоподібні породи були виявлені в Ожарському і Малотерсянському габросієнітових масивах і в зоні зчленування УЩ зі складчастим Донбасом (Коваль і др., 1988) [21]. У Західному Приазов'ї було встановлено пояс дайок горнблендитів і мікроклін-амфіболових порід, в яких зафіксовано високий вміст титану і підвищений – ніобію та рідкісних земель, що разом з хімічним складом цих порід дозволило розглядати їх як метаякупірангіти або меташонкініти (Глеваский, Кривдик, 1985). В Хлібодарівському кар'єрі (Східне Приазов'я) було відкрито жильні карбонатити з пірохлором і монацитом. Ці карбонатити, як це і властиво таким породам, супроводжуються фенітовими ореолами. З огляду на це останніми роками було зроблено припущення, що більшість лужних метасоматитів Східного Приазов'я (р. Кальміус, балка Валі-Тарама, р. Калка), описаних раніше як тріщинні метасоматити і генетично пов'язаних з можливими масивами типу Ожарського [7], можуть бути фенітами нерозкритого карбонатитового комплексу [12]. Відомий Петрово-Гнуптівський рудопрояв паразиту і флюориту Є. Я. Марченко зі співавторами (1980) розглядав як карбонатитову дайку (рідкісноземельні карбонатити типу Маунтин-Пас, США).

Дещо пізніше в західній частині УЩ було відкрито лужні масиви Проскурівський, Антонівський (Царовський, Брацлавський, 1980), які було віднесено до лужно-ультраосновної формації [13]. В свою чергу лужні метасоматити Березової Гаті (Житомирська область) було ідентифіковано як феніти нерозкритого карбонатитового комплексу. Це підтвердили знахідки невеликих проявів Городниця, Глумча, Болярка, Губків [14, 18] лужно-ульт-

раосновних порід (олівінові якупірангіти і мельтейгіти) з екзоконтактовими фенітовими ореолами, подібних до таких Березової Гаті [13, 18]. Вік цих лужно-ультраосновних порід виявився близьким до 2,0 млрд років, тобто таким же, як і Чернігівського карбонатитового масиву.

Таким чином, наразі породами лужно-ультраосновної формації представлено близько половини всіх відомих проявів лужних порід (три масиви і близько двох десятків проявів) (див. рисунок). Можна сподіватися, що в перспективі будуть відкриті нові масиви, родовища цієї формації в межах УЩ. Проте виявилася досить несподіваною регіональна геохімічна неоднорідність цих порід. Якщо в приазовській частині згадані породи характеризуються, як це здебільшого властиво такого типу породам, підвищеним (до рудних концентрацій) вмістом ніобію, рідкісних земель і фосфору, то практично всі прояви цієї формації в західній частині УЩ відмічаються незвично низьким вмістом ніобію, а також цирконію, а такі гіпабісальні інтрузії, як Городниця, Глумча, Болярка, дайки Покошівської зони, мають до того ж ще й дуже низький вміст рідкісних земель та фосфору (див. таблицю). В той же час значно еродовані Проскурівський та Антонівський лужно-ультраосновні масиви містять збагачені апатитом (бідні руди) лужні породи з помірним вмістом рідкісних земель та низьким ніобію і цирконію. На підставі цих та деяких інших даних автори прийшли до висновку, що в масивах лужно-ультраосновної формації УЩ вміст фосфору і рідкісних елементів дещо збільшується з глибиною. Подібна картина спостерігається навіть в межах лінійно-втягнутого Чернігівського масиву, в якому більш еродована північна частина в цілому багатша на Nb і TR, ніж менш еродована південна. При цьому вміст фосфору в них майже однаковий, хоча цей елемент більш рівномірно розподілений в південній частині.

Проте на даний час важко визначити оптимальну глибину можливої концентрації апатиту і рідкісних земель в карбонатитових комплексах. Найімовірніше, найбільш рудоносними можуть бути карбонатити мезоабісальної (до 10 км) фації. Схоже на те, що в масивах абісальних фацій зменшується потужність порід, зокрема карбонатитів, які

на цій глибині можуть являти собою дайкоподібні підвідні магматичні канали. Можливо, таким може бути лінійно-втягнутий Чернігівський масив. Як відомо, кімберлітові трубки на глибині переходять у дайкоподібні тіла (підвідні канали). Була спроба пояснити особливості розподілу рідкісних елементів у карбонатитах та інших магматичних породах за допомогою термомодифузійного ефекту Соре (Кривдік, Дубина, 2010).

Разом з тим в межах УЩ існує вказана вище геохімічна неоднорідність щодо вмісту рідкісних елементів у породах карбонатитової (лужно-ультраосновної) формації (див. таблицю). Поки що ми пояснюємо це різними геодинамічними режимами формування вказаних проявів: в Приазов'ї переважав рифтогенний режим, а в західній частині УЩ відбувалося стиснення земної кори [10]. Як відомо, однотипні породи (базальти, лейцитити, лампроїти), що формуються в таких контрастних геодинамічних обстановках, характеризуються досить відмінними геохімічними особливостями. Ті з названих порід, які формувалися в умовах стиснення земної кори, характеризуються перш за все низьким вмістом титану і ніобію. Такі властивості мають всі лужно-ультраосновні породи західної частини УЩ, особливо в гіпабісальних інтрузіях (Городниця, Глумча, Болярка, Губків, дайки Покошівської зони). Як відмічалося вище, вік цих порід близько 2,0 млрд років (як і Чернігівського масиву в Приазов'ї). Можливо, пізніше – близько 1,7–1,8 млрд років у цьому регіоні режим стиснення земної кори локально змінився рифтогенним (типу Суцано-Пержанської зони), де виникли лужнопольовошпатові і лужні пержанські граніти і сієніти Яструбецького та Великовисківського сієнітових масивів з підвищеним вмістом Nb, Zr, TR, Y, а також рудопроявами та родовищами цих рідкісних металів. Про них йдеться нижче. Щодо порід, зокрема лужних, віком 2,0 млрд років і більше, то, хоча й не хотілося давати негативних прогнозів, але з ними в західній частині УЩ навряд чи можна очікувати перспектив на виявлення родовищ ніобію. З іншого боку, якщо будуть встановлені інтрузії лужно-ультраосновних порід (типу Проскурівського) серед кварцитів кошаро-олександрівської світи, то можна сподіватися на можливість утворення контактово-ре-

Вміст титану (мас. %) та індикаторних елементів-домішок (ppm) в лужних породах УЩ

Масив	Породи	TiO ₂	Cr	Ni	Nb	Zr	Ce	Y	TR	Ba	Sr	Rb
Чернігівський	Лужні проксеніти	5,63	370	90	205	460	213	41	400	305	1116	46
	Мельтейгіти	0,24	226	20	820	173	1500	27	3000	470	8477	93
	Нефелінові сієніти	—	—	—	362	1811	100	10	200	960	1690	142
Західне Приазов'я, пояс дайок	Лужні сієніти	До 4,4	—	—	60	80	324	10	600	1590	2300	151
	Метаякупірангіти	4,4	740	100	151	656	190	46	400	203	381	25
Проскурівський	Лужні проксеніти	1,65	150	20	9	144	170	34	300	250	1132	21
	Мельтейгіти, йоліти	1,0	18	—	10	74	108	14	250	256	1111	34
	Нефелінові сієніти	0,75	—	—	15	25	50	8	219	1165	2150	125
Антонівський	Лужні проксеніти	1,83	78	20	30	122	142	54	516	251	805	28
	Нефелінові сієніти	—	—	—	12	68	90	—	198	1292	2140	105
Городницький	Олівінові якупірангіти	0,34	1023	374	7	46	50	20	340	85	507	22
Октябрський	Габро	5,49	—	42	25	70	—	13	76	277	956	4,4
	Фойяйт	—	—	—	87	250	—	—	83	1356	932	252
Малотерсянський	Маріуполіт	—	—	—	1550	4878	—	211	594	18	52	120
	Фоноліт	—	—	—	556	2914	—	182	1245	41	15	478
	Фойяйт	—	—	—	87	250	—	—	83	1356	932	252
Південно-Кальчицький	Рудне габро	4,36	10	11	18	98	81	46	—	1100	265	9
	Сієніти	1,00	—	—	83	1055	249	50	450	989	207	114
Азовське родовище	Такитові сієніти	—	—	—	40	2170	2200	380	5276	50	14	—
	Рудні сієніти	—	—	6	До 800	До 18·10 ⁴	1690	До 10 ⁴	До 10 ⁵	40	13	146
Великовисівський	Сієніти	—	—	—	134	2336	227	104	—	304	54	133
	Ендоконтактові сієніти	—	—	—	115	2282	334	334	950	519	<40	456
Яструбельський	Сієніти центральної частини масиву	—	—	—	238	1791	479	344	1360	54	<15	441
	Рудні сієніти	—	—	—	—	До 4·10 ⁴	До 10 ³	—	До 2,5·10 ³	4	5	340

акційних піроксен-апатитових порід типу маганських (Маймеча-Котуйська провінція), в яких можуть бути зосереджені значні ресурси рідкісних земель (церієвої підгрупи).

Отже, в межах УЩ (особливо в Приазов'ї і західній частині цього регіону) існують значні перспективи виявлення комплексних родовищ апатиту і рідкісних металів, пов'язаних з протерозойською лужно-ультраосновною (карбонатитовою) формацією. Про це свідчать численні прояви фенітів у Східному Приазов'ї, на яких коротко зупинимося.

Рудоносність масивів габро-сієнітової формації УЩ

Масиви цієї формації є значно молодшими (1,7–1,8 млрд років), ніж лужно-ультраосновної, розглянутої вище. Проте в межах УЩ відомі сієніти і граносієніти віком близько 2,0 млрд років, які, очевидно, генетично пов'язані з габроїдами, хоча в масивах з такими сієнітами переважають двопольовошпатові граніти (Жубровицький, Житомирська область) і низка згадуваних масивів в басейнах рік Кальміус і Грузький Єланчик. Водночас з цими сієнітами, ймовірно, прямо не пов'язані рудопрояви рідкісних металів. Як можливий виняток можуть бути лужні метасоматити з рідкісноземельною мінералізацією (і флюоритом) Петрово-Гнутівського та Капланівського проявів (р. Кальміус). Слід відмітити, що лужні метасоматити подібного складу спостерігаються майже повсюдно в Східному Приазов'ї і практично завжди серед гранітів [12]. В Хлібодарівському кар'єрі аналогічні метасоматити супроводжують карбонатитові жили як екзоконтактові ореоли. Тому на даний час вони розглядаються як гіпотетичні феніти нерозкритих порід карбонатитового комплексу.

Серед типових масивів габро-сієнітової формації виділяються два типи (або дві підформації): 1) масиви, розвиток яких завершується нефеліновими сієнітами, зокрема і їхніми агпаїтовими різновидами (Октябрський, Малотерсянський, Покрово-Київський); 2) масиви, кінцевими диференціатами яких є кварцові сієніти і граносієніти, навіть граніти (Південно-Кальчицький, Давидківський, Яструбецький, Великовисківський та інші малопотужні тіла

сієнітів). Цей другий тип габро-сієнітових масивів просторово і генетично пов'язаний з анортозит-рапаківігранітними плутонами (див. рисунок). Як згадувалося вище, Південно-Кальчицький масив вважається істотно сієнітовим аналогом таких плутонів. Авторами було висунуто гіпотетичне припущення про сієнітовий тренд (паралельно з гранітним або після останнього) розвитку анортозит-рапаківігранітних плутонів УЩ. Це свідчить про те, що існують значні перспективи виявлення нових проявів сієнітів і родовищ типу Азовського і Яструбецького.

Виділені два типи масивів габро-сієнітової формації суттєво відрізняються мінералогічною спеціалізацією. Для масивів першого типу, представниками якого є Октябрський і частково Покрово-Київський масиви, кінцеві нефелін-сієнітові диференціати проявляють спеціалізацію на Nb, Zr, TR, Y. Прикладом може бути Мазурівське родовище, в маріуполітах якого типовими рудно-акцесорними мінералами є пірохлор, циркон і бритоїт. В агпаїтових фонолітах цього ж масиву з'являються такі мінерали, як евідаліт, катаплетіт, куплетськіт (з високим вмістом цинку) та натрій-рідкоземельний апатит (до 7% Ce_2O_3 і 2,7% Na_2O).

В той же час з сієнітами масивів габро-сієнітової формації другого типу пов'язані родовища багатих руд Zr, TR і Y нового (нетрадиційного) типу, які поки що не мають світових аналогів. Такими в межах УЩ є Азовське та Яструбецьке родовища [1]. На відміну від Мазурівського родовища, в цих рудах ніобієві мінерали досить рідкісні (в яструбецьких сієнітах вивчено фергусоніт, для якого характерний підвищений вміст вольфраму – 2,4–3,3% WO_3), хоча вміст ніобію в сієнітах інколи досягає 0,09–0,1%. Значна (або більша) частина ніобію в цих сієнітах входить до складу ільменіту (до 1,27%) і, можливо, концентрується також у біотиті та амфіболі.

Якщо в Азовському родовищі переважають комплексні Zr-TR-Y руди з високим вмістом лантанодів, то в Яструбецькому виявлено тільки багаті на Zr руди [1, 11]. Проте в сієнітах Яструбецького масиву наявні такі ж рідкісноземельні мінерали (бритоїт, ортит), як і в Азовському. В останньому також є майже чисто цирконієві руди [1]. Складається враження, що чисто цирконієві руди є де-

що пізнішими від цирконій-рідкісноземельних. Тому можна припустити, що в Яструбецькому масиві рідкісноземельні руди не розкриті бурінням, хоча тут пробурено найглибшу (1,5 км) свердловину, яка в інтервалі 1100–550 м розкрила кілька горизонтів (шарів) багатих руд цирконію. Цікаво, що Zr і TR концентруються переважно в проміжних диференціатах – сієнітах, а в пізніших кварцових сієнітах, граносієнітах і гранітах вміст цирконію значно понижується, а ніобію – підвищується [19]. Багаті на Zr, TR і Y сієніти можна вважати безнефеліновими (міаскітовими) аналогами найбагатших на ці елементи агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів Ілімаусацького та Ловозерського масивів, де головним цирконієвим мінералом є евдіаліт [11].

Хоча в рідкісних землях таких сієнітів переважає церієва підгрупа, вміст ітрієвих земель та ітрію в них досить суттєвий (до 6–10% від суми TR) [1] і знаходиться на такому ж рівні, як у рудах з відомого Катугінського родовища (0,1–0,2% Y_2O_3) [2].

Важливим є й те, що в межах УЩ є великі перспективи відкриття родовищ типу Азовського, якщо виходити з висунутої нами концепції, а саме: рудоносні сієніти, серед яких залягають Азовське та Яструбецьке родовища, є похідними анортозит-рапаквігранітних плутонів, вираженням сієнітового тренду їхнього розвитку. Якщо ця концепція є правильною, то такі сієніти можуть бути виявлені на всій площі цих плутонів та їхніх окраїн. Загальна площа можливих пошуків становить не менше, ніж 20 000 км² (площа Коростенського плутону – близько 12 000, Корсунь-Новомиргородського – 6000, Південно-Кальчицького – майже 300 км²). Дійсно, з Коростенським плутоном пов'язані Яструбецький та Давидківський масиви, на південній окраїні Корсунь-Новомиргородського плутону відомі невеликі сієнітові масиви, які об'єднуються в складі так званого Великовисківського масиву. За петрологічними і геохімічними особливостями сієніти Великовисківського масиву (з фаялітом, геденбергітом) виявилися повними аналогами фаяліт-геденбергітових сієнітів Південно-Кальчицького масиву та Азовського родовища. В них навіть дещо вищий вміст рідкісних земель, ніж в аналогічних сієнітах Південно-Кальчицького масиву [11]. Харак-

терні акцесорні мінерали рідкісних земель – ортит і чевкініт; останній трапляється частіше, ніж в аналогічних сієнітах Приазов'я. Тобто, в зв'язку з сієнітами Великовисківського масиву зокрема і подібними сієнітами Корсунь-Новомиргородського плутону в цілому можна очікувати виявлення багатих на рідкісні землі, ітрію і цирконій рудопроявів і родовищ типу Азовського.

Ще одна цікава особливість масивів другого типу габро-сієнітової формації: ранні габроїди в них являють собою комплексні (небагаті) апатит-ільменітові (з титаномагнетитом) руди (Давидківське в Житомирській і Володарське родовища в Донецькій областях). В той же час в масивах першого типу цієї формації (Октябрьський і Малотерсянський масиви) ранні габроїди і похідні від них мафіти (піроксеніти, верліти) визначаються незвичайно низьким вмістом апатиту (за досить високої концентрації титану). Подібна мінералогічна спеціалізація "передається" і девонським інтрузивам зони зчленування УЩ зі складчастим Донбасом (Покрово-Київський, Хомутівський, Маріупольський). Причину такої особливості в розподілі фосфору і титану не з'ясовано.

Щодо Малотерсянського лужного масиву, то як згадувалося вище, з сієнітовою (пізнішою) фазою його формування рудопрояви рідкісних металів, ймовірно, не утворювалися. Деякі з них, наймовірніше, виникли як апофенітові альбітити, що пов'язані з ранньою лужно-ультраосновною інтрузивною фазою.

В девонському Покрово-Київському масиві збагачені на Zr, Nb і TR малініти та ювіти. Як один з мінералів-концентраторів цих елементів виступає кальцієвий ринколіт, який спостерігається практично у всіх шліфах з цих порід. Значна частина ніобію входить до титаніту, який також є характерним мінералом цих порід. Власних мінералів Nb і TR не виявлено.

Рудоносність лужних і лужнопольовошпатових гранітів

До лужних гранітів слід віднести пержанські граніти з рибекітом, егірином та анітом, тоді як біотитові (сидерофілітові) різновиди пержанських гранітів, пержанські граніт-порфіри, лезниківські, руськополянські та кате-

ринівські граніти можна розглядати як лужнопольовошпатові. Характерними особливостями всіх цих гранітів є висока (або дуже висока) залізистість біотиту, а також амфіболу (рибекіту або гастингситової рогової обманки). При цьому в лужних різновидах біотит низькоглиноземистий (аніт), а в інших – високоглиноземистий (сидерофіліт) [8, 19]. Висока залізистість темноколірних мінералів, а також майже повна відсутність плагіоклазу основнішого від альбіту свідчать про високу диференційованість (індекс диференціації) вказаних порід. Цим зумовлений і високий або підвищений вміст у зазначених гранітах таких несумісних елементів-домішок, як Nb, TR, Y, Zr, Sn, Be, та низький – Sr і Ba. В спектрах рідкісних земель спостерігається глибока негативна Eu-аномалія. У всіх цих гранітах відмічається акцесорний флюорит. Отже, ці граніти слід відносити до класу так званих рідкіснометалевих гранітів. Граніти часто метасоматично змінені з утворенням грейзенів, вторинних кварцитів, кварц-біотит-польовошпатових та інших метасоматитів, що, очевидно, слугувало підставою називати їх апогранітами [4, 15]. До метасоматитів відносять також так звані пертозити (Безпалько, 1970), що асоціюють з пержанськими гранітами [15, 16], хоча цей термін використовується для магматичних порід сієнітового складу. З аналізу шліфів з цих пертозитів склалося враження, що ці породи слід називати сієнітами. Можливо, це різновид сієнітів, збагачений берилієм (гентгельвіном).

Схоже на те, що як і розглянуті вище фаяліт-геденбергітові сієніти та Яструбецьке і Азовське родовища, так і лужні та лужнопольовошпатові граніти часто просторово і, очевидно, генетично пов'язані з анортозит-рапаківігранітними плутонами. Принаймні, вони, за даними геохронологічних досліджень [22], практично одновікові з гранітами рапаківі (близько 1,8 млрд років). Можливо, рудоносні рідкіснометалеві сієніти є дещо пізнішими від пержанських гранітів, судячи з того, що Яструбецький масив залягає серед гранітів і має дрібнозернисті, часто порфіроподібні ендоконтактові швидко охолоджені (загартовані) фації [13].

Відмітимо головні типи мінералізації з цими гранітами та пов'язаними з ними метасоматитами.

Найбільше рудопроявів і одне родовище відомо в Суцано-Пержанській зоні [15]. З пертозитами пов'язано Пержанське родовище берилію, головним мінералом якого є гентгельвін. Як згадувалося вище, пертозити залягають серед пержанських гранітів і, очевидно, є пізнішими утвореннями. Судячи з хімічного складу та структури лужного польового шпату (мезопертит), ці породи слід розглядати як лейкократові середньота крупнозернисті сієніти. Варто зазначити, що підвищений вміст берилію спостерігається і в яструбецьких сієнітах, а, за даними геологів колишньої Олевської ГРП, серед цих сієнітів траплялися також різновиди з високим вмістом берилію (мінерал – гентгельвін). З берилієвими рудами пов'язані також сегрегації галеніту з високим вмістом срібла (до 0,1%).

Інший мінерал берилію – фенакіт спостерігався в частково грейзенізованих граніт-порфірах цього району. Схоже на те, що граніт-порфіри (з біотитом) не є прямими гіпабісальними аналогами пержанських гранітів, останні мають більш лужний склад (особливо їх рибекітові та егіринові різновиди).

Можливо, з граніт-порфірами генетично пов'язані істотно кварцові породи, які слід розглядати як вторинні кварцити, з високим вмістом каситериту та акцесорним вольфрамітом [13]. На даний час це єдиний рудопрояв багатих корінних руд олова в Україні.

Граніт-порфіри з вкраплениками калішпату і флюоритом в основній масі було виявлено на Ємільчинській площі (Житомирська область). Ці граніт-порфіри характеризуються підвищеним вмістом Nb, Sn, Y; в них було виявлено і проаналізовано колумбіт. Вік цих граніт-порфірів та належність до якогось комплексу (Коростенського чи Осницького) не з'ясовані. Можливо, слід виділити новий комплекс граніт-порфірів (після остаточного встановлення їх віку).

З власне пержанськими гранітами пов'язана мінералізація ніобію, мінерали якого представлені різноманітними пірохлорами і колумбітом, зокрема з високим вмістом TR і Pb (Бучинская, Нечаев, 1994). Цікаво відмітити, що за розрізом глибокої (1,5 км) св. 21с пержанські граніти на глибині близько 1000 м і глибше переходять від біотитових лужнопольовошпатових до лужних різновидів з рибекітом, анітом, рідше

егірином. Саме для лужних гранітів більш властива пірохлорова мінералізація. Крім того, в цих гранітах наявні циркон, рідкісно-земельні акцесорні карбонати типу бастнезиту, а також відмічаються акцесорні гентгельвін, каситерит, ксенотим, монацит [15, 16]. Певною мірою пержанські граніти та пов'язані з ними метасоматити нагадують породи Катугінського родовища на Алданському щиті [2].

До біотитових різновидів пержанських гранітів подібні лезніківські граніти, а також інші так звані рідкіснометалеві різновиди гранітів у межах Коростенського плутону [8, 19, 20]. Проте з ними поки що не виявлено значних рудопроявів. Крім того, одному з авторів доводилося спостерігати в шліфах з фаялітових гранітів рапаківі (район Головинне, центральна частина Коростенського плутону) такі акцесорні мінерали, як бризоліт, ортит і чевкініт (разом з цирконом). Ці мінерали, а також каситерит і колумбіт згадуються як типові акцесорії в гранітах Коростенського плутону [8].

В той же час граніти Катеринівського, Кам'яномогильського і Стародубівського гранітоїдних масивів в Східному Приазов'ї (їх нерідко називають гранітами катеринівського типу) належать до більш глиноземистого (плюмазитового) типу і більш подібні до пержанських граніт-порфірів та руськополянських гранітів в Корсунь-Новомиргородському плутоні. Біотит в них представлений високозалізистою і високоглиноземистою відміною – сидерофілітом [19]. В цих гранітах характерними акцесорними мінералами є, крім флюориту і циркону (циртоліт), каситерит, колумбіт, TR-карбонати бастнезиту, анкіліт та ін., кількість яких може суттєво збільшуватися в грейзенізованих ділянках і грейзенах [8]. Дайкові аналоги катеринівських гранітів розглядаються як онгоніти (Литвин и др., 1988), які вважаються ефузивними або гіпабісальними аналогами літій-фтористих гранітів та їхніх так званих грейзенізованих різновидів або апогранітів (Коваленко, 1977). Подібними до онгонітів можна вважати літій-фтористі граніти Лугинського масиву (Зинченко и др., 1991; Марченко и др., 1984). Принагідно відмітимо, що для лужних різновидів пержанських гранітів найбільш близькими за хімічним і мінеральним складом з ефу-

зивних аналогів є комендити. Ефузивні аналоги протерозойських пержанських і катеринівських гранітів не збереглися. Проте, як показали попередні дослідження автора (Кривдік, Ткачук, 1996), дайки девонських грорудитів у Східному Приазов'ї є повними аналогами комендитів і пантелеритів. Тобто лужногранітоїдний магматизм в межах УЩ проявився як в протерозої (1,8 млрд років), так і в девоні (дайки грорудитів). Проте масив лужних гранітів девонського віку поки що не виявлено. Грорудити, як і розглянуті протерозойські та лужнопольовошпатові граніти, характеризуються високим вмістом Nb, TR, Y, Zr (Кривдік, Ткачук, 1996).

Щодо перспектив пошуків родовищ, пов'язаних з лужними та лужнопольовошпатовими гранітами, можна сказати, що вони практично такі ж, як і для рідкіснометалевих сієнітів. Ці граніти утворилися практично одночасно з анортозит-рапаківігранітними плутонами і можуть бути генетично пов'язані з останніми. Принаймні, завершальні фази гранітів Коростенського і деяких інших подібних плутонів (наприклад, Салмінського) належать до високодиференційованих рідкіснометалевих гранітів. Тому ареали можливого поширення цих гранітів збігаються з такими для анортозит-рапаківігранітних плутонів, а також можливі на окраїнах останніх (такими ми вважаємо пержанські і катеринівські граніти). Звичайно, не виключається можливість утворення самостійних масивів подібних гранітів без видимого зв'язку з гранітами рапаківі, як це можна бачити на прикладі девонських грорудитів Східного Приазов'я або граніт-порфірів з колумбітом на Ємільчинській площі. Якщо будуть виявлені диференційовані масиви лужних гранітів з вихідним пантелеритовим або комендитовим складом, то з ними можна очікувати утворення родовищ типу Катугінського (Y, Tr, Nb, Zr) [2].

Рудоносність гранітних пегматитів УЩ

Пегматитів в УЩ, як і в будь-якому подібному регіоні з гранітоїдами, досить багато. Про ці породи є численна література, яка наводиться в спеціальній роботі [6], присвяченій родовищам металічних корисних копалин. Проте переважно більшість пегматитів можна розг-

лядати як безрудні (керамічні) щодо рідкісних металів. Навіть в Коростенському плутоні, з яким просторово і генетично пов'язані рідкіснометалеві сієніти і граніти, пегматити не проявляють виразної геохімічної спеціалізації на рідкісні метали. Найбільш цікавими в цьому відношенні є на даний час літєві сподуменові і петалітові пегматити. Перші локалізуються в Приазов'ї (Сорокинська і Федорівська зони і Малоянісольська западина), а другі – в межах Інгульського мегаблока УЩ. Варто зазначити, що рідкіснометалеві пегматити виявлені практично в тих же регіонах, що й інші розглянуті генетичні типи родовищ рідкісних металів.

Літєві пегматити по суті є родовищами тільки одного літію (щодо металів), інші мінерали рідкісних металів (Nb, Ta, Be, Y) знаходяться в них тільки в акцесорних кількостях. Схоже на те, що в межах УЩ перспективи на відкриття багатих на тантал, ніобій та олово пегматитів досить обмежені. Подібні прояви рудоносних пегматитів згадуються в Житомирській (с. Папірня), Кіровоградській (рудне поле Петрів острів) і Полтавській (Комендантівське рудне поле) областях [6]. Можливо, такі пегматити були джерелом утворення невеликих розсипищ з каситеритом, колумбітом та іншими мінералами, які відомі в північно-західній частині УЩ. Щодо генезису літєвих пегматитів, то вони можуть утворитися в процесі гранітоутворення з анатексисом давніх пелітових осадків, збагачених літієм. Наприклад, біотити гранітів кіровоградського комплексу (серед цих гранітів та амфіболітів залягають літєві пегматити) виявилися збагаченими на літій (до 0,45% Li₂O). Ще одна цікава проблема літєвих пегматитів з петалітом – в них калішпат представлений переважно ортоклазом замість характерного для сподуменових та інших пегматитів мікрокліну. Тому ці пегматити були названі метапегматитами (Возняк та ін., 2000), хоча ця назва здається не зовсім вдалою. Можливо, умови утворення таких пегматитів були більш "сухими" (менш водними), ніж для мікроклінових пегматитів. Важливу роль при цьому відіграв фтор і, можливо, CO₂ (Возняк та ін., 2003).

Можна вважати, що, крім літєвих пегматитів, в межах УЩ є ще деякі перспективи відкриття інших типів рідкіснометалевих

пегматитів. Слід відмітити, що пегматити з рідкіснометалевою мінералізацією з'являються вже в археї – пегматити Єлісіївського кар'єру в Західному Приазов'ї (Литовченко, 1976).

Як згадувалося вище, рідкіснометалева мінералізація пегматитів існує в регіональному плані, подібна до такої лужних порід. Давні (2,0 млрд років і більше) пегматити в західній частині УЩ здебільшого практично є безрудними (щодо Nb і Ta). Загалом рудоносні пегматити відсутні в Середньопридніпровському мегаблочі, хоча в ньому фіксуються такі незвичні метасоматити, як базавлукіти (з ортитом і барієвими польовим шпатом та цеолітом). Вважається, що ці базавлукіти пов'язані з архейськими токівськими двопольовошпатовими гранітами [9]. Таким чином, в межах УЩ пегматити з рідкіснометалевою мінералізацією почалися в археї (2,8 млрд років) і досягли апогею в протерозої (2,0–2,1 млрд років). З часом зросла і рудоносність пегматитів, хоча, крім їхніх літєвих різновидів, інші типи пегматитів не проявляють значної продуктивності щодо рідкісних металів.

Інші типи рудоносних на рідкісні метали порід в протерозої УЩ

Крім згадуваних скарнів з шеелітовою та берилловою мінералізацією, слід відмітити багаті ортитом породи нез'ясованого генезису в Приазов'ї (Анадольське родовище), метасоматити із скандієвою мінералізацією в Кривому Розі, ураноносні альбітити та вторинні кварцити типу зеленодібровських з U-Th-Ce зруденінням. За винятком скарнів і ураноносних альбітитів, ці породи та зруденіння в них є новими (нетрадиційними в Україні) і, очевидно, не мають світових аналогів.

Жилу, її також називають дайкою, в районі с. Анадоль відкрито нещодавно. Порода складається з трьох головних мінералів – ортиту (до 80%), кварцу і флюориту, серед яких ортит практично завжди переважає над іншими мінералами, вміст кожного з яких становить від 10 до 30%. Короткий опис цієї породи та один її хімічний аналіз наводиться в статті (Кривдик, Седова, 2008). Жила цієї породи залягає серед анадольських гранітів, потужність становить перші метри і простежується на відстань до

1000 м (з потужністю 0,7–3 м). В приконтативній частині з вміщувальними гранітоїдами наявні кварц-альбіт-калішпатові з епідотом або меланократові альбіт-епідотові (цоїзитові) метасоматити, в яких місцях з'являється ортит. Цікаво, що ортит є кристалічним, а не метамікним (як це часто характерно для цього мінералу в гранітах), має виразний плеохроїзм від світлого жовтуватого до буруватого або зеленуватого-коричневого. Схоже на те, що в ортиті можуть бути включення бритоліту (світлі ділянки).

На даний час авторам невідомі аналогічні породи в Україні і світі. Певною мірою їх можна порівнювати з так званими твейтозит-піроксенітами Чернігівського карбонатитового масиву в Приазов'ї. Останні містять ділянки подібного кристалічного і виразно плеохроюючого ортиту до 20–30%. Проте твейтозит-піроксеніти складаються переважно з клінопіроксену (саліту) і збагачені апатитом. Деяку подібність ортитова порода Анадольського родовища має до базавлукітів в Середньому Придніпров'ї. В останніх крупні (до 1–3 см) виділення ортиту оточуються епідотом, але ортит є метамікним і радіоактивним, тоді як в Анадольському родовищі він кристалічний. В літературі (Андреев, Рипп, 1996) згадуються також епідотові метасоматити з ортитом, які подібні до екзоконтактних (щодо жили) метасоматитів.

Метасоматити з ванадій-скандієвою мінералізацією в Криворіжжі розвиваються по кварцитах і доломітах і представлені істотно егіриновими та амфіболовими метасоматитами [6, 17]. При цьому егірин сильно збагачений ванадієм (до 8,5% V_2O_5) і разом з лужним амфіболом є головним концентратором скандію (до 0,1 в егірині, 0,03% в амфіболі). На фоні інших, зокрема ураноносних метасоматитів Криворізького басейну, ці метасоматити є аномальними. Джерело скандію і ванадію залишається не з'ясованим.

Ураноносні альбітити широко розповсюджені в Кіровоградському (Інгульському) мегаблоці УЩ, хоча вони згадуються в Приазов'ї і північно-західній частині УЩ [3]. Разом з ураном в альбітих ділянками спостерігаються у підвищених кількостях циркон (циртоліт), рідкісноземельний апатит та інші акцесорні мінерали рідкісних металів.

За мінеральним складом і способом утворення ці альбітити нагадують феніти карбонатитових комплексів, проте відрізняються від них перш за все геохімічними особливостями. Для фенітів характерна Nb-TR-апатитова спеціалізація.

Існують різні погляди на генезис ураноносних альбітитів – від ендегенних до екзогенних джерел лужних розчинів і урану. Проте слід звернути увагу на таку особливість Кіровоградського мегаблока, як насиченість його дайками різноманітних порід – від ультрабазитів і базитів до сіенітів і кімберлітів (Цымбал и др., 2000; Каталог..., 1988). До того ж ці породи найчастіше мають підвищену лужність (з титанистим авгітом і керсутитом) і високим вмістом титану та підвищеним – Nb, Zr, TR. Це свідчить, з одного боку, про проникність Кіровоградського мегаблока для вкорінення глибинних магм і, очевидно, пов'язаних з ними лужних флюїдів [12]. Останні могли бути головним фактором утворення альбітитів з урановою мінералізацією. Як відомо, лужні магматичні породи, кімберліти і лампроїти збагачені, крім Nb, Zr, TR, також Th і U. Подібна ситуація з наявністю густої сітки дайкових порід підвищеної лужності спостерігається в Приазов'ї та північно-західній частині УЩ, де відомі прояви і родовища рідкісних металів і урану.

Висновки

В межах УЩ корінні родовища і рудопрояви рідкісних металів приурочені переважно до протерозойських магматичних порід та пов'язаних з останніми метасоматитів. При цьому рудоносні породи являють собою залишкові диференціати гранітних магм (лужнопольовошпатові та лужні граніти, пегматити) або представлені лужними і сублужними породами різних формаційних типів.

Разом з тим в межах УЩ існує регіональна геохімічна металогенічна неоднорідність: лужні породи східної (приазовської) частини проявляють позитивну металогенічну спеціалізацію щодо літофільних рідкісних металів (Nb, Zr, TR, Y), тоді як в західній частині цього регіону лужні породи (і, ймовірно, гранітні пегматити) віком близько 2,0 млрд років виявилися незвично бідними на ці метали.

Сублужні і лужні породи, пов'язані просторово і генетично з анортозит-рапаківі-

гранітними плутонами, проявляють виразну спеціалізацію на Zr, TR, Y з утворенням родовищ нетрадиційного типу (Азовське, Яструбецьке).

В межах УЩ існують значні перспективи виявлення родовищ рідкісних металів як традиційного, так і нового (Азовське та Яструбецьке) типу у зв'язку з лужними породами карбонатитової і габро-сієнітової формацій та анортозит-рапаківігранітними плутонами.

Список літератури

1. Азовское редкометальное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита / Стрекозов С.Н., Шеремет Е.М., Козар Н.А. – Донецк: Ноулидж, 2012. – 374 с.
2. Архангельская В. В., Быховский Л. З., Позирчук Л. К. Катугинское Та-Nb-Zr-Y-TR месторождение – объект возможных инвестиций // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов: I Междунар. симпозиум, С.-Петербург, 8–11 окт.1996 г.: Сб. науч. ст. – СПб., 1998. – С. 94–100.
3. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Бакаревич А. Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
4. Галецкий Л. С. Новый тип апогранитов // Геол. журн. – 1970. – Т. 30, вып. 6. – С. 61–67.
5. Глеваский Е. Б., Кривдик С. Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – Киев: Наук. думка, 1981. – 228 с.
6. Гурский Д. С., Есипчук К. Е., Калинин В. И. и др. Металлические и неметаллические полезные ископаемые. Т. 1. Металлические полезные ископаемые. – Киев; Львов: Центр Европы, 2005. – 785 с.
7. Елисева Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. – М.; Л.: Наука, 1965. – 204 с.
8. Есипчук К. Е., Шеремет Е. М., Зинченко О. В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – Киев: Наук. думка., 1990. – 236 с.
9. Есипчук К. Е., Ораса В. И., Щербачев И. Б. и др. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность: (Справочник) / Отв. ред. Щербачев Н.П. – Киев: Наук. думка, 1993. – 232 с.
10. Кривдик С. Г. Лужный магматизм Украинского щита: геохимические та петрогенетические аспекты // Минерал. журн. – 2000. – Т. 22, № 2/3. – С. 48–55.
11. Кривдик С. Г. Редкометальные сиениты Украинского щита // Геохимия. – 2002. – № 7. – С. 707–717.
12. Кривдик С. Г., Ткачук В. И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1990. – 408 с.
13. Кривдик С. Г., Моргунов В. Г., Дубина О. В. Типы лужных метасоматитов Украинского щита та фації їх глибинності // Геохимия та рудоутворення. – 2012. – Вип. 31-32. – С. 4–11.
14. Кривдик С. Г., Цымбал С. Н., Гейко Ю. В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части УЩ как индикатор кимберлитобразования // Минерал. журн. – 2003. – Т. 25, № 1. – С. 57–59.
15. Металиди С. В., Нечаев С. В. Суццано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность). – Киев: Наук. думка, 1983. – 136 с.
16. Мицкевич Б. Ф., Безпалько Н. А., Егоров О. С. и др. Редкие элементы Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1986. – 256 с.
17. Тарханов А. В., Кудлаев А. П., Петрин А. В. и др. Желтореченское ванадий-скандиевое месторождение // Геология руд. месторождений. – 1991. – № 6. – С. 50–56.
18. Цымбал С. Н., Щербачев И. Б., Кривдик С. Г., Лабунский В. Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (северо-запад УЩ) // Минерал. журн. – 1997. – Т. 19, № 3. – С. 61–80.
19. Шеремет Е. М., Кривдик С. Г., Пигулевский П. И. и др. Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита. – Донецк: Ноулидж, 2010. – 289 с.
20. Шеремет Е. М., Стрекозов С. Н., Кривдик С. Г. и др. Прогнозирование рудопроявлений редких элементов Украинского щита. – Донецк: Вебер, 2007. – 220 с.
21. Шраменко И. Ф., Стадник В. В., Осадчий В. К. Геохимия карбонатитов Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1992. – 212 с.
22. Щербачев Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М. и др. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. – Киев: Наук. думка, 2008. – 240 с.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка
НАН України,
Київ
E-mail: kryvdik@ukr.net

Стаття надійшла
03.10.12