

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.495:553.242.6 (477)

О. Ємець, д-р геол. наук

ПОСЛІДОВНІСТЬ МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ ТА МЕХАНІЗМ ФОРМУВАННЯ
УРАНОВОГО ЗРУДЕНІННЯ В НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТАХ
НОВОКОСТЯНТИНІВСЬКОГО УРАНОВОГО РОДОВИЩА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.І. Павлишиним)

Наведено результати мінералогічних досліджень Новокостянтинівського родовища урану. Послідовність процесів, які відображені закономірною зміною (заміщенням) мінеральних парагенезисів з часом, відповідає трьом типам метасоматичних змін, а саме (від більш раннього до більш пізнього): Na-метасоматоз, Ca-метасоматоз і K-метасоматоз. Уранові руди родовища представлені уранінітом, браннеритом та поки-що достережно не ідентифікованим мінералом, що за складом близький до давідиту. Встановлено, що головна стадія накопичення уранового зруденіння пов'язана з Ca- і K-метасоматозом, відбувалась впродовж розчинення альбітітів. Відповідно до виявлених мінералогічних і геохімічних закономірностей, виведено модель кристалізації мінералів урану на родовищі. Вона полягає у відновленні шестивалентного урану до чотирьохвалентного на відновлювальному бар'єрі, який чітко контролювався наявністю в альбітитах мінералів з двоохвалентним залізом – головним чином магнетиту, а також ільменіту, егірину та амфіболів за схемою: $U^{6+}_{\text{розчин}} + 2Fe^{2+}_{\text{мінерал}} \rightarrow U^{4+}_{\text{мінерал}} + 2Fe^{3+}_{\text{розчин/гематит}}$.

The paper provides results of mineralogical investigations of the Novokostyantynivka U deposit. Successive formation (replacements) of mineral parageneses reveals three different types of metasomatic alterations (from the earliest to the latest): Na-metasomatism, Ca-metasomatism and K-metasomatism. U-ores in the deposit are composed by uraninite, brannerite and unidentified mineral with chemical composition similar to davidite. A major stage of U accumulation was manifested by Ca- and K-metasomatism, along with dissolution of albitites. A model of U-mineral crystallization in the deposit is demonstrated from a range of mineralogical and geochemical regularities. This model shows that U-ores were formed during reduction of hexavalent uranium to quadrivalent uranium because of presence of reduction barrier which was strongly controlled by divalent iron minerals in albitites: mostly by magnetite but also by ilmenite, aegirine and amphiboles: $U^{6+}_{\text{solution}} + 2Fe^{2+}_{\text{mineral}} \rightarrow U^{4+}_{\text{mineral}} + 2Fe^{3+}_{\text{solution/hematite}}$.

Вступ. Україна видобуває близько 3 % світової уранової руди і, таким чином, входить у десятку найбільших країн-видобувників урану в світі. Головним ресурсом урану в Україні є уранові родовища в натрових метасоматитах Українського щита (УЩ), два з яких (Первомайське та Жовторіченське) на сьогодні вичерпані, і чотири (Мічуринське, Центральне, Ватутинське та Новокостянтинівське) розробляються. Новокостянтинівське родовище найбільше, гігантське, відкрите у 1975 р., з 1984 р. було розпочато будівництво шахтного комплексу, а у 2011 р. руда з родовища постачається в м. Жовті Води на Східний гірничо-збагачувальний комбінат для переробки. Уранові родовища у Na-метасоматитах відомі, також, в інших країнах, а саме в Бразилії (Лагоа-Ріал), Канаді (Мічелін), Австралії (Валхала), Швеції (Гвіані), Китаї, Індії. Однак українські родовища цього типу є найчисельнішими та найбагатшими, хоча за середніми вмістами U в руді – від 0,1 до 0,3 %, значно поступаються іншим відомим типам родовищ урану, які експлуатуються в світі. Тому дослідження мінералогії українських родовищ є надзвичайно актуальним не тільки для пошуково-розвідувальних робіт на відкриття й розвідку нових родовищ, але й для удосконалення (здешевлення) технологій переробки уранової руди.

Вихідні передумови. Пошуки родовищ урану в Україні розпочалися в 1944 р., а перші родовища були відкриті в 1945–1946 рр. З того часу Na-метасоматити УЩ були предметом підвищеної уваги щодо пошуку нових родовищ урану. Пошукові роботи супроводжувались дослідженнями тектонічного контролю, мінералогії та геохімії родовищ U, результати більшості з яких зведено у фундаментальній праці Я. Белевцева зі співавторами [1].

Загалом, згідно з результатами досліджень, які викладено та узагальнено у праці [1], була виявлена подібність структурного контролю родовищ U в Na-метасоматитах УЩ. Відзначено, що найкрупніші рудні об'єкти розташовуються вздовж меридіонально орієнтованих тектонічних зон, хоча в цілому урановорудна провінція витягнута субширотно смугою. Детально охарактеризовано розвиток, структуру та позицію розломних зон, які контролюють утворення ураноносних Na-метасома-

титів. Охарактеризовано деякі характеристики мінерального складу родовищ, зокрема було розділено альбітиту на мінеральні типи в залежності від складу фемічних мінералів, а також охарактеризовано різні типи мінерально-метасоматичної колонки, яка формується в процесі Na-метасоматозу. Вивчалися, також, ізотопні співвідношення у мінералах та породах. Було сформульовано гіпотеза, що уран постачався рудоутворювальними розчинами з граніт-гнейсового шару земної кори.

Геологічна позиція Новокостянтинівського родовища у складі Новоукраїнського рудного поля описана у працях [1, 3, 4], а деякі геохімічні особливості зруденіння викладено у [1, 2]. Зокрема у праці [2] наведено результати досліджень співвідношень ізотопів водню у флюїдних включеннях з альбітитів порівняно з концентрацією U. У праці [5], окрім δH у флюїдних включеннях, вивчали й δO. Автори цих праць дійшли висновку, що в процесі альбітизації вмісних порід активну участь приймали води метеорного походження.

Постановка завдання і методика дослідження. Незважаючи на довготривалість досліджень родовищ U в Na-метасоматитах в Україні, ще й досі немає чіткого формулювання механізму їх утворення, невідомим є джерело ураноносних флюїдів, на сучасному рівні не охарактеризована мінералогія та петрохімічні параметри родовищ. Також, невиясненим лишилось точне положення уранової мінералізації у складі метасоматичної колонки. Дослідження та вияснення рудно-мінералогічної зональності могло б бути корисним для планування як експлуатаційних, так і розвідувальних робіт. В цілому ж, Na-метасоматити не є рідкістю як на УЩ, так і на території інших магматично-метаморфічних комплексів у світі. Однак невирішеність вищеперерахованих проблем визначає відсутність критеріїв і ознак зруденіння, що не дозволяє проводити цілеспрямовані пошуки родовищ урану в Na-метасоматитах. У цій роботі описані результати дослідження послідовності мінералоутворення в альбітитах Новокостянтинівського родовища U, охарактеризований мінеральний склад уранових руд і викладений механізм концентрування уранового зруденіння.

В процесі дослідження використовувалися зразки порід, які відбиралися з підземних гірських виробок і свердловин на родовищі. Зразки були досліджені в Університеті Анрі Пуанкаре (Нансі, Франція) з використанням методів оптичної мікроскопії (ОМ), електронної мікроскопії (SEM), мікрозондового рентгеноспектрального аналізу (МАР). Концентрації U, Fe²⁺ і Fe³⁺ було визначено у комплексі з іншими породоутворювальними й розсіяними елементами методом ICP-MS/AES в лабораторії CNRS (Франція).

Геологічна позиція Новокосянтинівського родовища. Родовища в Na-метасоматитах Інгульського мегаблоку УЦ розташовані вздовж східного й західного обрамлення Новоукраїнського магматичного масиву, контролюючись Кіровоградською та Звенигород-Аннівською регіональними розломними зонами, відповідно, а також на території самого масиву, розміри якого складають ~65×55 км. Новокосянтинівське родовище розташоване поблизу контакту Новоукраїнського масиву з Корсунь-Новомиргородським плутоном, який зрізає тектонічні структури, в т.ч. альбітитоносні. Воно приурочене до північної крайової ділянки Новокосянтинівської розломної зони, яка субмеридіально простягається в центральній частині Новоукраїнського масиву і представлена кількома паралельними та кулісоподібно розташованими гілками-розломами, які супроводжуються ділянками розвитку пластичних і крихких деформацій – бластомілонітів, мілонітів, зон об'ємного катаклазу, брекчіювання та тектонічно розсланцюваних порід, які, в свою чергу, контролюють альбітизацію та розподіл уранового зруденіння. Ширина смуги тектонічно порушених порід Новокосянтинівської розломної зони коливається від кількох сотень метрів до 1,5–2 км. Зона добре простежується за рядом позитивних магнітних аномалій, викликаними підвищеними концентраціями магнетиту в альбітитах [1]. Південніше, зона контролює ще три родовища урану – Літне, Лісне й Докучаєвське.

У тектонічному плані Новокосянтинівське родовище приурочене до зчленування Січного розлому північно-східного простягання, який входить до Глодоської системи розломів, з серією субмеридіональних розломів Новокосянтинівської зони, серед яких найчіткіше виражені Підстилаючий, Меридіональний, Східний і Сієнітовий. Січний розлом перетинає родовище з заходу на схід і в північно-східній частині родовища на рівні горизонту -660 м з'єднується з Сієнітовим розломом. Розломи падають на схід під кутами 25–65°. Згідно з структурним положенням, на родовищі розрізняють три рудні зони, які складені окремими рудними тілами штокверкового та лінзоподібного характеру. Зони близькі за запасами. Перша рудна зона розташована в північній частині родовища між Січним і південніше розташованим Західним розломами північно-східного простягання, друга рудна зона контролюється безпосередньо Січним розломом, і третя рудна зона контролюється субмеридіональними порушеннями в східній частині родовища. Загалом, за даними ДП "СхідГЗК", рудні зони містять 178 рудних тіл, які контролюються зонами об'ємного катаклазу чи тектонічного розсланцювання, простягаючись на відстань від кількох десятків до 600–700 м. Площа родовища приблизно складає 1,5×1,5 км, зруденіння простежено на глибини до ~1200 м.

Послідовність формування мінералів і стадійність мінералоутворення. Вмісн граніти Новокосянтинівського родовища мають такий склад: мікрокліперит – 50–65 %, олігоклаз – 30–50 %, кварц – 20–35 %, біотит – 5–20 %, альмандин – 1–8 %. Альбітити зберігають структурно-текстурну характеристику гранітів, у більшості проявляються неясні структури катакла-

зу, які при мікроскопічних дослідженнях видно завдяки розвитку різної інтенсивності мікроскопічної тріщинуватості в кристалах альбіту. Макроскопічно ж ці структури, внаслідок розвитку пізнішої метасоматичної мінералізації вздовж тріщин, є, здебільшого, тінновими.

Перша стадія гідротермально-метасоматичного мінералоутворення розпочалася з кристалізації хлориту й епідоту, які заміщували біотит і гранат у вмісних гранітах впродовж вилугування кварцу. Таким чином формувалися породи, які за петрохімічною класифікацією відповідають сієнітам (надалі – епісієніти). В епісієнітах Новокосянтинівського родовища кварц частково чи повністю відсутній, а породи характеризуються мікротріщинуватістю, яка завше засвідчує змикання пустот вилугування кварцу в крупнозернистих породах внаслідок високих P-T параметрів. Підвищений вміст кварцу, порівняний з таким у гранітах, спостерігається в деяких крайових частинах альбітитів, де, вірогідно, відбувалося концентрування кремнезему, який виносився з порід в процесі формування епісієнітів.

Альбітити, в середньому, на 70–80 % складені альбітом, який утворює досконалі псевдоморфози по мінералах вмісних порід, або ж кристалізувався у тріщинах чи пустотах вилугування епісієнітів. Обидва морфотипи є синхронними. У найбільш інтенсивно альбітизованих породах альбіт псевдоморфно заміщував фемічні мінерали з утворенням альбітитів, які на 98 % складені альбітом. Такі альбітити трапляються зрідка, здебільшого біотит і хлорит заміщувались егірином та амфіболами (рибекітом і/чи актинолітом). Fe і Ti при розчиненні біотиту перевідкладаються у вигляді магнетиту, титаномагнетиту чи ільменіту, які формують кристалічні індивіди та їх агрегати, що зазвичай концентруються вздовж міжкристалічних меж силікатів чи формують мікропрожилки. Трапляються тіннові структури, складені пойкилітовими виділеннями чи кристалами магнетиту в альбітитах, групи яких повторюють контури агрегатів магматичного біотиту. У більшості ж випадків Ti перевідкладався у вигляді титаніту, який формує кристалічні агрегати чи пойкилітові або мірмекітоподібні включення в егірині (рідше в амфіболах), подекуди в тісній асоціації з рутилом. З часом, вірогідно внаслідок охолодження гідротермальної системи, егірин кородував альбіт, а ще пізніше альбіт і егірин заміщувалися рибекітом, подекуди з кристалізацією кальциту й/чи епідоту. Здебільшого, вищеописані егіринові, амфіболові чи егірин-амфіболові альбітити малорудні, містять <0,05 ваг.% U. Локально високі концентрації U, до 0,1 ваг.%, а подекуди й вище, пов'язані з мінералізацією давідиту. Хімічний склад мінералу, який в даній праці називається давідитом, сталий для різних мінеральних асоціацій і досить добре відповідає формулі феропсевдобрукіту FeTi₂O₅ з вмістом U ~ 0,1 п.ф.о. Згідно з мікрозондовими аналізами, при перерахунку на 3 катіони, цей мінерал у Новокосянтинівському родовищі має формулу (Fe_{0.84-0.99}, Ca_{0.00-0.06}, Sr_{0.00-0.06}, Mn_{0.00-0.03}, Pb_{0.03-0.08})²⁺_{0.94-1.12}(Ti_{1.64-1.80}, Si_{0.00-0.02}, V_{0.01-0.04}, U_{0.05-0.10})⁴⁺_{1.76-1.90}O_{5.09-5.13}, не має суттєвих домішок Y і PЗЕ і, ймовірно, є новим мінералом, оскільки феропсевдобрукіт стабільний за температур понад 1000°C, а давідит мав би містити лантаноїди. Полювання давідиту в егіринових альбітитах достережно виявити не вдалось – трапляються як окремі кристали і гнізда-агрегати, так і ксеноморфні виділення, а також пойкилітові включення в егірині в асоціації з титанітом. Окрім того, давідит часто зустрічається у складі пізнішого ураноносного кальцит-флогопіт-магнетитового парагенезису (рис. 1, в). Також, в егіринових альбітитах трапляються зони, які збагачені на уран внаслідок розвитку прожилково-вкрапленої мінералізації андрадиту, Ca-Mg амфіболів, епідоту, флогопіту, кальциту, з якою сингенетично пов'язана кристалізація уранініту, давідиту або темно-

коричневого до жовтого, збагаченого на Si, бранериту (рис. 1, а). Прожилки бранериту сягають товщини 0,5 см.

Егірин-амфіболові альбіти опісля формування були дислоковані – розбиті тріщинами в результаті нових тектонічних рухів і, подекуди, гранульовані з перекрис-

талізацією кристалів альбіту й пластично деформовані, що виражено у вигнутих кристалах альбіту й титаніту. Ці ефекти є наслідками високих Р-Т умов, засвідчують зростання температури до близько 550°C.

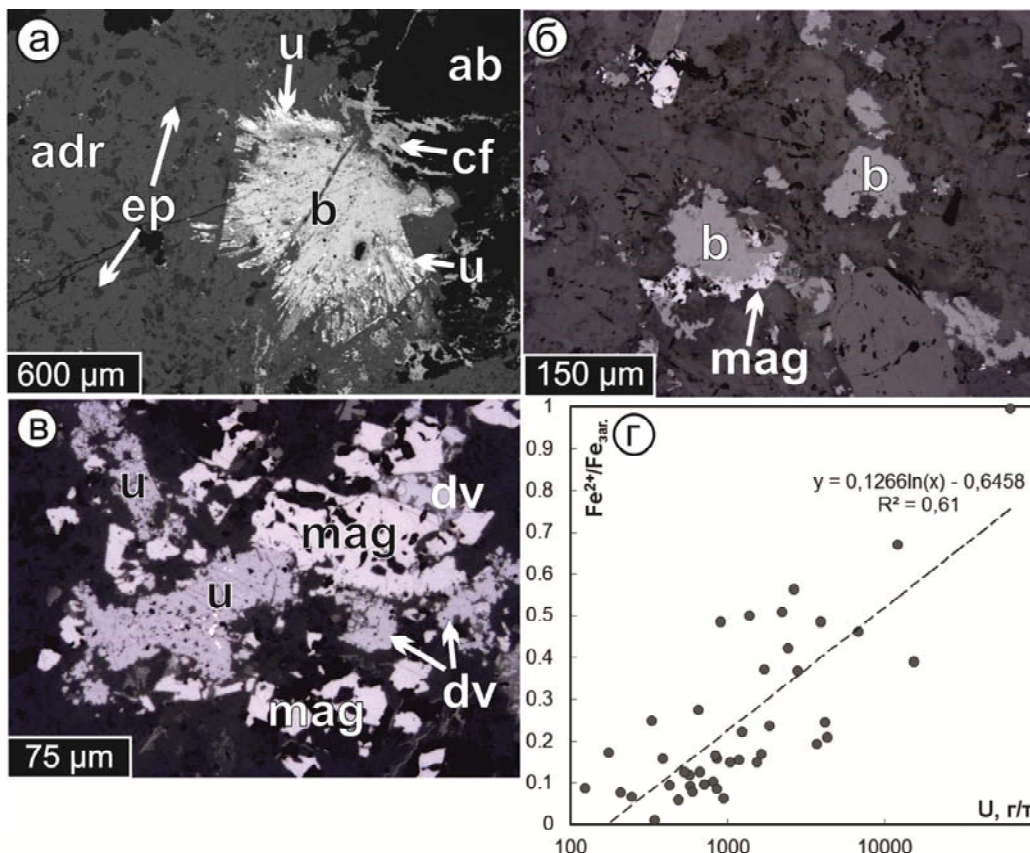


Рис. 1. Співвідношення мінералів і кількісна кореляція елементів у рудних тілах Новокосятинівського родовища:

- а) псевдоморфоза бранериту по радіально-променистому егірину (на фото відсутній) в андрадит-епідотовому агрегаті, який замінив егіриновий агрегат, ураніт розвивається по бранериту (SEM); б) phl-cal-mag альбіт: бранерит формує псевдоморфози по виділеннях магнетиту (OM); в) phl-cal-mag альбіт: давідит і ураніт псевдоморфно зміщують магнетит (OM); г) логарифмічна залежність між вмістом U і співвідношенням Fe^{2+}/Fe_{ar} в рудних тілах. adr – андрадит; b – бранерит; cal – кальцит; cf – кофініт; dv – давідит; ep – епідот; mag – магнетит; phl – флогопіт; u – ураніт

Друга стадія гідротермально-метасоматичного мінералоутворення розпочалася з надходження нових порцій флюїдів вздовж системи нової тріщинуватості. Вони були неврівноважені стосовно альбітитів і спричиняли Ca-метасоматоз, з цементуванням новими мінералами вже сформованих альбітитів. Андрадит, епідот і бранерит сумісно формують псевдоморфози по егірину чи егірину-авгіту, подекуди з уранінітом (рис. 1, а) і давідитом. Розпад егірину й егірин-авгіту призводить до кристалізації титаніту. Ураніт нерідко формує кристали в титаніті чи в асоціації з титанітом, що, ймовірно, є наслідком розпаду Ti-U- мінералів, які формувалися на фронті Ca-метасоматозу, але в подальшому ставали нестабільними і розпадалися. (Са)амфібол-кальцит-епідотовий – більш низькотемпературний парагенезис, кородував альбіти, розвивалися вздовж тріщин та метасоматично. Серед амфіболів найбільш поширений актиноліт і амфіболи паргасинт-гастингситового ряду. Стадія Ca-метасоматозу завершилася кристалізацією кальциту, у супроводі проявлення K-метасоматозу. Агрегати кальциту інтенсивно кородували й перетинали по мікропрожилках вже сформовані альбіти. Егірин і амфіболи повністю розчинялися, заміщуючись флогопітом. Вивільнення заліза з егірину й амфіболів результувало масову кристалізацію мікрочастинчатого магнетиту або ільменіту, який, подекуди розчиняючись, заміщу-

вався флогопітом. Так само кристалізувався титаніт і, рідше, – рутил. Кристалики магнетиту формують групи, які відображають тіньові контури агрегатів егірину й амфіболів. Агрегати тонких лусочок флогопіту при розвитку по амфіболових альбітитах формують тіньові структури нефритоподібних агрегатів. Таким чином сформований кальцит-флогопіт-магнетитовий парагенезис часто містить сингенетичну мікронну вкрапленість малакону, давідиту, бранериту і/або уранініту. Давідит зустрічається у вигляді ксеноморфних виділень і псевдоморфоз по магнетиту. Бранерит переважає, утворюючи прожилки, різної форми вкрапленики, окремі кристали, погано агреговані гнізда і псевдоморфози по егірину, магнетиту (рис. 1б) й амфіболах. При заміщенні Ti-вмісних мінералів, на фронті уранініту утворюється бранерит, який сам заміщується уранінітом. Узагальнена формула бранериту Новокосятинівського родовища: $(U^{4+}_{0.44-0.58}, Zr^{4+}_{0.00-0.06}, Ca^{2+}_{0.40-0.66}, REE^{2+}_{0.01-0.05}, Pb^{2+}_{0.12-0.25})_{1.14-1.24}(Ti^{4+}_{1.46-1.93}, Si^{4+}_{0.06-0.45}, V^{4+}_{0.00-0.03}, Fe^{3+}_{0.05-0.12}, Al_{0.00-0.04})_{2.03-2.14}O^{2-}_{5.62-5.77}$. Розмір кристаликів уранініту, здебільшого, не перевищує 10 мкм, однак подекуди досягає 50 мкм (рис. 1, в). Більш крупні виділення уранініту трапляються зрідка у вигляді настуранових сферолітів, окремих кристалів чи погано агрегованих гнізд, характеризуючи ділянки перенасичення ураном мінералоутворювальних флюїдів. Ураніт, здебі-

льшого, кородує й заміщує магнетит, однак заміщення уранінітом егірину чи амфіболів є також поширеним. Заміщення урановими мінералами магнетиту може відбуватися як у супроводі заміщення магнетиту гематитом, так і без такого. В асоціації з багатою уранінітовою рудою був зустрінутий новоутворений К-польовий шпат. Уранініт Новокосянтинівського родовища містить підвищений вміст Zr (0,47–1,51 % ZrO₂). Хімічний вік по трьох аналізах уранініту з кальцит-флогопіт-магнетитових агрегатів склав 1793, 1861 і 1872 млн р.

В рудних тілах спостерігається середньої сили логарифмічна залежність між вмістом урану і співвідношенням $Fe^{2+}/Fe_{заг.}$ (рис. 1, г), яка засвідчує, що осадження урану контролювалось кількістю Fe^{2+} -вмісних мінералів в породи.

З часом, крайові зони гідротермальної системи були хлоритизовані, з формуванням масових псевдоморфоз хлориту по більш ранніх фемічних мінералах. Уранові мінерали розчинялися чи заміщувалися кофінитом. Також, кофінит подекуди формувався шляхом заміщення флогопіту при хлоритизації. Більш екзотичними місцями є розвиток нової тріщинуватості у рудних тілах, в яких відбулося поновлення гідротермальної активності з кристалізацією прожилково-вкрапленого епідот-барит-кальцитового парагенезису, який супроводжувався виникненням ореолів сингенетичної хлоритизації та епідотитизації альбітитів.

Висновки. Головні метасоматичні мінерали впродовж метасоматичного формування рудних тіл Новокосянтинівського родовища формувались у такій послідовності (від ранніх до пізніх): **перша стадія:** хлорит + епідот → альбіт + Na-амфіболи + егірін + магнетит (або гематит) + титаномангнетит + ільменіт + рутил + кальцит → Ca-амфіболи + кальцит + титаніт → **друга стадія:** андрадит + епідот + титаніт + давідит + бранерит + уранініт → актиноліт ± магнезіорибекіт ± епідот + кальцит ± давідит ± бранерит → кальцит + флогопіт + магнетит →

флогопіт + малакон + давідит + бранерит + уранініт → хлорит ± епідот ± кальцит ± барит ± кофінит. Впродовж першої стадії відбувався винос кварцу й формувалися мінерали Na-метасоматозу. Друга стадія ознаменувала поновлення тектонічної активності в умовах високих температур та тисків. Під час другої стадії відбувалося розчинення й заміщення мінералів Na-метасоматитів мінералами Ca-, а пізніше й K-метасоматозу.

Багаті уранові руди пов'язані лише з метасоматитами другої стадії. Враховуючи масові спостереження заміщення урановими мінералами оксидів і силікатів Fe, і досить чітку позитивну логарифмічну залежність між вмістом U в руді та співвідношенням $Fe^{2+}/Fe_{заг.}$ (рис. 1г), необхідно констатувати, що уранова мінералізація формувалася на відновлювальному бар'єрі, який контролювався кількістю Fe^{2+} -мінералів. Контактуючи з U-вмісними розчинами, загальна площа поверхні цих Fe^{2+} -мінералів визначала інтенсивність такого бар'єру. Отже, мінерали урану кристалізувались, заміщуючи Fe^{2+} -вмісні мінерали (магнетит, ільменіт, егірін і амфіболи) згідно зі схемою відновлення шестивалентного урану: $U^{6+}_{розчин} + 2Fe^{2+}_{мінерал} \rightarrow U^{4+}_{мінерал} + 2Fe^{3+}_{розчин/гематит}$.

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.В., Бакаржьев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Ред. Н.Я. Белевцев. – К., 1995. 2. Ветштейн В.Е., Шербак Д.Н. Особенности распределения изотопов водорода газовой-жидких включений в натриевых метасоматитах // Докл. АН СССР. – 1981. – № 1. – С. 3–6. 3. Сметь О.В., Пономаренко О.М., Юні М., Петриченко К.В., Шербак Д.М., Синелю С. Мінералого-геохімічні особливості та вік уранового зруденіння альбітитів Кіровоградського блоку на прикладі Новокосянтинівської урановорудної ділянки (Новоукраїнський гранітний масив, Український щит) // Мін. журнал. – 2007. – № 2. – С. 102–110. 4. Тарасов Н.Н. Геотектоническая позиция и структура Новоукраинского урановорудного поля (Украинский щит) // Геология рудных месторождений. – 2004. – № 4. – С. 275–291. 5. Фомін Ю.О., Деміхов Ю.М. Ізотопний склад кисню і водню води газовой-рідких включень у польових шпатах натрієво-карбонатних метасоматитів докембрію // Доп. АН УРСР. – 1990. – № 10. – С. 25–28.

Надійшла до редколегії 20.05.10

УДК 502:551.49 (477.62)

Н. Захарій, інж., М. Курило, канд. геол. наук

ОБГРУНТУВАННЯ ЕТАПУ ВИКОРИСТАННЯ НАДР ЗАХІДНОГО ДОНБАСУ ЗА РЕСУРСНИМИ ТА ГЕОЛОГО-ЕКОЛОГІЧНИМИ ПОКАЗНИКАМИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

Розглядаються проблеми процесів виснаження надр на прикладі регіону Західного Донбасу. Співставляються еколого-геологічні та геолого-економічні показники інтенсивної експлуатації родовищ корисних копалин. Визначено, що досліджуваний регіон знаходиться на етапі інтенсивного використання, а за еколого-геологічними характеристиками має ознаки етапу виснаження.

Problems of depletion process are examined by the example of Western Donbas region. Changes of ecological-geological indices depending on minerals using activity are analyzed. It was defined that Western Donbas region had characteristic of the stage of intense using.

Постановка проблеми. Гірничовидобувні регіони України внаслідок тривалого використання мінерально-сировинної бази зараз є об'єктами прояву процесів виснаження надр, що проявляються у погіршенні якості корисних копалин, ускладненні гірничо-геологічних умов експлуатації, техногенних змінах геологічного середовища. В роботі [2] авторами визначені етапи освоєння надр та характерні зміни економічних та екологічних показників стану мінерально-сировинної бази. Визначення ступеня освоєння та виснаження для окремих регіонів пропонується проводити за комплексом показників: співвідношення прогнозних і перспективних ресурсів до запасів, підготовлених до освоєння; витрати на охорону навколишнього середовища; стійкість геологічного середовища; показники техногенних змін геологічного середовища та асиміляційного потенціалу. За співвідношенням запропонованих показників виділяють:

I – етап геологічного вивчення надр; II – етап інтенсивного використання; III – етап виснаження та виділення нерішених раніше проблем.

Аналіз останніх досліджень та виділення нерішених раніше проблем. Геолого-екологічні та геолого-економічні проблеми інтенсивного освоєння надр гірничовидобувних регіонів є досить актуальними, і досліджуються в роботах Г.І. Рудька, Е.О. Яковлева, М.М. Коржнева, але як правило розглядаються окремо екологічна та економічна складова. В монографіях [3–4] розглянуто ресурсний потенціал геологічного середовища та екологічна безпека техноприродних геосистем, викладені методологічні аспекти впливу інтенсивного використання надр на геологічне і суміжне середовище гірничовидобувних районів, проаналізовано стан геологічного середовища на прикладі Західного Донбасу. В роботі [5] викладено концептуальні засади реструктуризації мінерально-сировинної бази України та її інформаційного забезпечення на рівні організації системи моні-