

ГЕОХРОНОЛОГІЯ ВАТУТІНСЬКОГО УРАНОВОГО РОДОВИЩА (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Л.М. Степанюк¹, С.М. Бондаренко¹, Б.Н. Іванов², Т.І. Довбуш¹,
С.І. Курило¹, В.О. Сьомка¹, О.Є. Шестопалова³

*1 – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03680, просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна*

2 – ПЗЕ-46, КП “Кіровгеологія”

*3 – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
03680, просп. акад. Палладіна, 32, Київ, Україна*

За допомогою уран-свинцевого ізотопного методу визначено час формування уранового зруденіння за уранінітом та вмісних гранітоїдів березівського типу за монацитом. Вік гранітів березівського типу ($2038,7 \pm 0,7$ млн р.) співпадає з часом формування магматитів Новоукраїнського масиву. Урановорудна мінералізація на Ватутінському родовищі формувалася в декілька етапів, найдавніші кристали уранініту мають вік $1752,4 \pm 0,6$ млн років, що повністю співпадає з часом інтрузії Корсунь-Новомиргородського плутону. Для двох кристалів уранініту отримано вік $1740,2 \pm 5,9$ млн років. Виявлено, що уран-свинцева ізотопна система кристалів уранініту із слабо окисненої зони є порушеною. Процеси, що спричинили порушення ізотопної системи цих уранітів, відбувались не раніше 1625 млн років тому.

Ключові слова: уранініт, монацит, Ватутинське уранове родовище, ізотопне датування, вік, лужно-уранова формація.

Вступ. Ватутінське родовище – єдине промислове родовище натрій-уранової формації, що розташоване серед ультраметаморфічних порід Кіровоградського комплексу в західному екоконтакті Новоукраїнського та Корсунь-Новомиргородського плутонів. Родовище практично рівновіддалене від вищезгаданих інтрузивів, що є предметом дискусії відносно генетичної прив'язки його до одного чи іншого центру гідротермально-метасоматичних процесів та джерел рудної речовини [3, 5]. Разом з тим, структурне положення родовища визначається приуроченістю його до Звенигородсько-Ганнівської тектоно-метасоматичної зони розломів, що простежується в субмеридіанальному напрямку серед гранітоїдів кіровоградського комплексу та метаморфічних порід інгуло-інгулецької серії [6]. Граніти, по яких розвиваються

альбітити, належать до гранітів так званого березівського типу. До цієї групи гранітів І.Б. Щербаків [8] відносив власне березівські, липнязькі, глодоські, ярошевські та дорофєївські, які формують групу купольних структур у середній частині Братського синклінорію. Окрім вищезгаданих гранітів, типовий розріз родовища доповнюють мігматити та численні релікти гнейсів, амфіболітів і кристалосланців рошаківської свити інгуло-інгулецької серії.

Уранове зруденіння на родовищі просторово пов'язане з альбітитами. У сієнітоподібних породах, у низці випадків встановлено лише незначне підвищення вмісту урану.

Рудоносні лужні метасоматити – альбітити і альбіт-мікроклінові сієнітоподібні породи супроводжуються ореолами менш інтенсивних вторинних змін вмісних товщ. Головні породоутворювальні мінерали сієнітоподібних порід – мікроклін (30–80 %), альбіт (20–60) і темноколірні (0–30). Альбітити складені головним чином альбітом

(60–95 %), темноколірними мінералами (0–20) і кварцом (0–35). За асоціацією темноколірних мінералів альбітиту поділяються на амфібол-піроксенові й епідот-хлоритові.

Уранові поклади знаходяться в лежачому боці Головного західного розлому, мають північно-західне простягання і падають на південний захід під кутом 40–80°. Рудні тіла мають лінзоподібну чи складну форму і контролюються накладеними на альбітиту зонами катаклазу [3]. Уранові мінерали представлені оксидами (уранініт, настуран, уранова чернь, гідроксиди урану), силікатами (кофінітом, уранофаном, β -уранотилом, болтвудитом), титанатами урану – бранеритом, давидитом та ін.

Методи дослідження. Час формування визначали за допомогою класичного уран-свинцевого ізотопного методу: уранового зруденіння – за уранінітом, а вмісних гранітів березівського типу – за акцесорним монацитом. Послідовність проведення хімічної підготовки зразків для мас-спектрометричного аналізу досить детально описана [4, 9]. За вказаною методикою була виконана хімічна підготовка окремих зерен уранініту. Для датування монациту використовували наважок (0,5–1 мкг) монациту та змішаний ($U^{235} + Pb^{208}$) трассер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному мас-спектрометрі MI-1201 AT в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних – за програмами Pb Dat і ISOPLOT [10, 11]. Похибки визначення віку наведені для 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використано стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Об'єкти дослідження. Для визначення віку гранітів березівського типу відібрано дві проби (СМ-1/11 і СМ-2/11) різною мірою метасоматично змінених гранітів, відслонених покинутим

кар'єром на північній околиці смт. Смоліне. Проби уранініту (9/3 і 6) були відібрані з багатих руд глибоких горизонтів шахти (інт. 470–600 м). Порода, що вміщує зруденіння, представлена рибекіт-егіриновим альбітитом, що розвивається по бластокатаклазованому граніту.

Вмісні гранітоїди. Проба СМ-1/11. Апогранітний рибекіт-мікроклін-альбітовий метасоматит. Порода жовто-сірого забарвлення з слабо проявленою директивною текстурою. Структура характеризується помітною неоднорідністю (рис. 1, а), обумовленою наявністю великих зерен польових шпатів розміром 3,2–4 мм, які знаходяться поряд з дрібнішими зернами польових шпатів, кварцу і мафічних мінералів розміром 0,8–2,2 мм. Подеколи наявні таблички мікрокліну, що сягають розміру 4,7 мм, які разом з дрібним зернами обумовлюють елементи порфірбластової структури. Ідіоморфні зерна альбіту, які замістили первинний плагіоклаз, слабо ідіоморфний мікроклін і різко ксеноморфний кварц, обумовлюють реліктову гранітну структуру.

У породі поширена рекристалізація, яка особливо інтенсивно розвивається на міжзернових границях, та спостерігається в шліфу у вигляді окремих плям і смуг, що складені дрібними округлими зернами кварцу, польових шпатів, стовпчастих і зіркоподібних зерен амфіболів. У таких ділянках структура дрібнозерниста, гранобластова, немато-гранобластова з середнім розміром зерен 0,1–0,3 мм. Менш проявлений бластез на контурах крупних зерен польових шпатів і рідко у межах самих зерен (рис. 1, а).

Мінеральний склад породи, %: альбіт – 40, мікроклін – 37–41, кварц – 10–12; другорядні – рибекіт – 8–10; вторинні – кальцит по альбіту; рудні – гематит; акцесорні – циркон, апатит. Хімічний склад (у мас. %): SiO_2 – 69,02; TiO_2 – 0,13; Al_2O_3 – 15,75; Fe_2O_3 – 0,97; FeO – 1,80; MnO

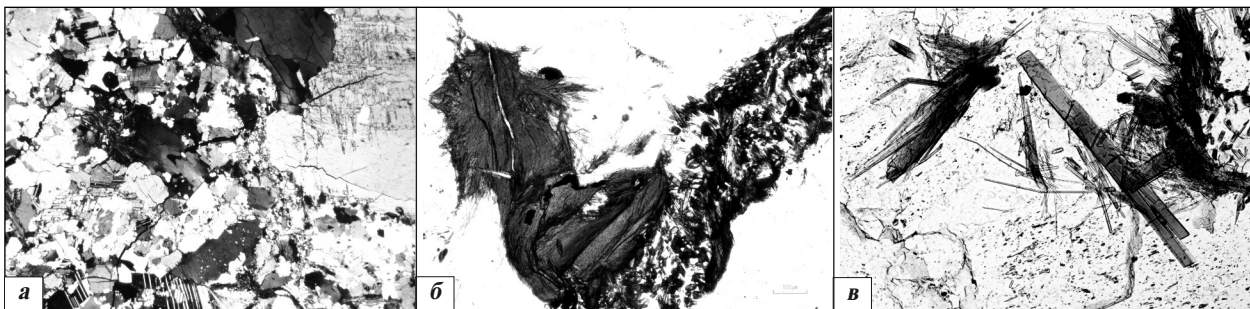


Рис. 1. Апогранітний рибекіт-мікроклін-альбітовий метасоматит (проба СМ-1/11), а (зб. 3,6) – аналізатор введений, б, в (зб. 10) – без аналізатора; а – неоднорідна структура, у правій верхній частині, великий мікроклін обумовлює елемент порфірбластичної структури; б – скупчення зерен рибекіту; в – стовпчасти і частково радіально-променисті зерна рибекіту

< 0,02; MgO – 0,55; CaO – 0,58; Na₂O – 4,30; K₂O – 6,62; P₂O₅ – 0,16; H₂O – 0,36; в. п. п. – 0,36; сума – 100,0.

Мікроклін представлений переважно ксеноморфними зернами, часто з нерівними краями, розмір зерен коливається у широких межах – від 0,3 до 4,7 мм. Мікроклінова ґратка – шахоподібна, з широкими двійниками, з дещо хвилястим згасанням, яке локально виявляється у межах зерна.

Альбіт формує зерна табличчастої, видовжено-табличчастої форми, рідше ксеноморфні, розмір зерен – 0,8–1,2 мм. Мінерал має чітко проявлені полісинтетичні двійники, помітно деформований, що виражено у хвилястому згасанні, а також у наявності мікрозсувів. На границях часто рекристалізований у вигляді дрібних округлих зерен розміром 0,0n – 0,1 мм.

Кварц представлений ксеноморфними зернами з хвилястим і блочним згасанням, розміром від 0,03 до 1,7 мм. На границях зерен інколи помітні проростання з альбітом.

Рибекіт розвивається переважно по тріщинах у кварці, в межах рекристалізації у вигляді скупчень (рис. 1, а, б), має стовпчасту, голчасту, пір'яподібну форму, часто складає зіркоподібні агрегати, розміром 0,3–1,3 мм. Забарвлення мінералу неоднорідне, змінюється у значному діапазоні кольорів, з чітким плеохроїзмом: *Ng* – зеленкувато-жовтий, коричневий, коричнево-фіолетовий; *Nm* – блакитний, зелено-синій; *Np* – синій, темно-синій, темно-зелено-синій.

Кальцит має брудно-жовте забарвлення, інколи у вигляді зернових мас розвивається по альбіту.

Гематит представлений ксеноморфними червонуватими зернами, розміром 0,3–0,5 мм, а також як дрібні кристали, що є псевдоморфозами по магнетиту, розміром 0,08–0,015 мм.

Апатит округлої, призматичної форми, 0,1–0,2 мм, включений у польові шпати і кварц.

Циркон поширений у незначній кількості, виявлений у мікрокліні, кварці.

Проба СМ-2/11. Граніт метасоматично змінений. Порода жовто-сірого забарвлення, подібна до СМ-1/11, проте містить набагато менше вторинних мінералів. Текстура плямиста, завдяки наявності окремих плям зелено-сірого забарвлення, розміром 0,7–1 см, які складені скупченнями зерен (у шліфах) амфіболів, епідоту, і частково біотиту (рис. 2, б).

Структура граніту рівномірно-, середньозерниста з середнім розміром зерен 1–3 мм, з окремими виділеннями мікрокліну розміром до 4,3 мм, подекуди відмічаються окремі дрібнозернисті ділянки, складені зернами розміром 0,3–0,5 мм. Ідіоморфні зерна плагіоклазу, біотиту, з підпорядкованим ідіоморфізмом мікрокліну і різко ксеноморфного кварцу обумовлюють, в цілому, гіпідіоморфнозернисту структуру (рис. 2, а). Тектонобластез виражається у рекристалізації на границях польових шпатів і кварцу; елементи катаклазу проявлені у блочному і хвилястому загасанні усіх зерен, а також деякому дробленні кварцу (рис. 2, а).

Мінеральний склад, %: головні – мікроклін – 33–35, плагіоклаз (№ 24–26) – 27, кварц – 25–27; другорядні – біотит – 6–7, рогова обманка – 5, напівлужний амфібол – 1–2; вторинні – серицит, епідот по плагіоклазу, хлорит, епідот і частково – рогова обманка по біотиту; рудні – магнетит, гематит; акцесорні – циркон, апатит, монацит. Хімічний склад граніту (у мас. %): SiO₂ – 71,73; TiO₂ – 0,14; Al₂O₃ – 14,08; Fe₂O₃ – 0,89; FeO – 1,87; MnO < 0,02; MgO – 0,62; CaO – 0,81; Na₂O – 3,68; K₂O – 5,26; P₂O₅ – 0,18; H₂O – 0,32; в.п.п – 0,43; сума – 100,00.

Мікроклін переважно ксеноморфної форми, інколи проявляє слабкий ідіоморфізм у вигляді табличок, розміром від 1,2 до 4,2 мм. Мікроклінова ґратка шахоподібна, інколи з погано вираже-



Рис. 2. Граніт метасоматично змінений (проба СМ-2/11), а (зб. 3,6) – аналізатор введений, б, в (зб. 10) – без аналізатора: а – гіпідіоморфнозерниста структура з елементами тектонобластичної, у верхній лівій частині знаходиться епідотизований плагіоклаз; б – плямисте, скелетоподібне скупчення рогової обманки і епідоту; в – зіркоподібний агрегат амфіболу у кварці

ним хвилястим згасанням. Окремі зерна мікрокліну містять стрічкоподібні пертити альбіту, округлі, таблитчасті та помітно серицитизовані пертити олігоклазу розміром 0,2–0,4 мм та, інколи, округлі пойкиліти кварцу. На границях з іншими зернами трохи рекристалізований. Більш дрібні зерна мають краще розвинуту мікроклінову ґратку та не містять пертитів. Великі зерна слабо пелітизовані.

Плагіоклаз представлений переважно таблитчастими, рідше ксеноморфними зернами, розміром 0,4–2,6 мм з тонкими полісинтетичними двійниками, які симетрично загасають під кутом 5–6°, що відповідає № 24–26. Мінерал сильно серицитизований, особливо на периферії, помітно заміщується епідотом і кліноцоїзитом, які деколи займають біля 2/3 площі зрізу кристалу (рис. 2, а). Містить численні антипертити розміром 0,2–0,3 мм, які розвиваються по одній з систем спайності. Окремі зерна плагіоклазу помітно деформовані, з хвилястим згасанням.

Кварц представлений ксеноморфними зернами, розміром від 0,6 до 2,9 мм, з хвилястим і блочним згасанням, дещо розтрісканими, фрагментованими. По тріщинах розвивається зіркоподібний агрегат амфіболу. У ділянках рекристалізації зерна кварцу мають заокруглену форму з нерівними краями.

Біотит представлений лусками розміром 0,6–1 мм, з дещо розщепленими краями, часто утворює скупчення. Забарвлення мінералу неоднорідне, у зелених тонах, з чітким плеохроїзмом: *Ng* – темно-зелений, коричнево-зелений; *Nm* – світло-зелений; *Np* – світло-жовтий, з слабо коричневим відтінком. Часто асоціює з епідотом, який слабо заміщує біотит з країв. Деякі дрібні луски біотиту заміщуються світлим зелено-синім хлоритом. Зрідка по біотиту розвивається зелена рогова обманка, утворюючи псевдоморфози. Деколи по спайності розміщуються рудні мінерали.

Рогова обманка утворює скелетоподібні скупчення разом з епідотом, інколи з біотитом (рис. 2, б). Окремі кристали стовпчастої форми мають розмір 0,2–0,6 мм, зрідка до 1,2 мм, забарвлені у трав'янисто-зелений колір з чітким плеохроїзмом: *Ng* – зелений, коричнево-зелений; *Nm* – зелений; *Np* – світло-жовтий. Окремо по тріщинах у кварці розвивається амфібол (рис. 2, в) жовтого або жовто-коричневого забарвлення, який утворює зіркоподібні агрегати, інколи має голчастий вигляд.

Епідот представлений дрібними призматичними, округлими зернами розміром 0,1–0,5 мм,

зрідка до 0,8 мм. Мінерал має світло-жовте забарвлення, з слабо помітним плеохроїзмом: *Ng* – світло-жовтий; *Np* – лимонно-жовтий. Найчастіше епідот розвивається по плагіоклазу (рис. 2, а), зрідка по біотиту. *Кліноцоїзит* наявний у вигляді дрібних округлих зерен розміром 0,08–0,2 мм, безбарвний, з аномальними кольорами інтерференції. Розвивається по біотиту.

Гематит представлений ксеноморфними червонуватими зернами розміром 0,3–0,5 мм, а також у вигляді дрібних кристалів, що є псевдоморфозами по магнетиту, розмір 0,08–0,15 мм.

Магнетит і гематит представлені дрібними (0,1–0,2 мм), рівномірно розсіяними по породі зернами.

Циркон призматичної форми виявлений у включеннях у польових шпатах і кварці. За кольором найбільш поширені бурувато-жовті, медово-жовті, коричневатобурі і коричневі кристали, трапляються поодинокі бурувато-рожеві зерна. Бурувато-жовті та медово-жовті кристали – напівпрозорі, коричневатобурі і коричневі – не прозорі. Огранення кристалів розвинене добре, обумовлене комбінацією граней обох призм, причому в більшості кристалів грані однієї із призм різко переважають, та декількох біпірамід, у тому числі гострих. Поверхня граней переважно дрібноямчаста, до шагреневої, лише в поодиноких – рівна блискуча, ребра різною мірою заокруглені. Досить часто кристали розбиті системою дрібних тріщин, характерних для кристалів з реліктовими ядрами. Значна частина кристалів має неоднорідне забарвлення, більш світле в центральній частині, через те, що в середині таких зерен є ядра світлішого циркону. На зламах окремих кристалів під бінокляром зафіксовано ядра бурувато-рожевого циркону ізометричної та еліпсоподібної форми.

Монацити представлені бурими непрозорими (більше 60 %), бурувато-жовтими напівпрозорими (близько 30 %), медово-жовтими (близько 10 %) та світло-жовтими (поодинокі кристали) прозорими, переважно пампушкоподібними зернами з заокругленими ребрами. Окремі кристали несуть сліди розчинення, які представлені білими скоринками.

Багата уранова руда. Як відомо, в рудах Ватутінського родовища середній вміст урану невисокий і змінюється в межах 0,01–0,1 %. Але за певних умов концентрація урану може різко зростати навіть на порядок і більше (до 3 %). При цьому можуть змінюватися і мінералого-геохімічні особливості руд, як правило, убік підвищення вмісту урану UO_2 , так і типових для цих типу руд

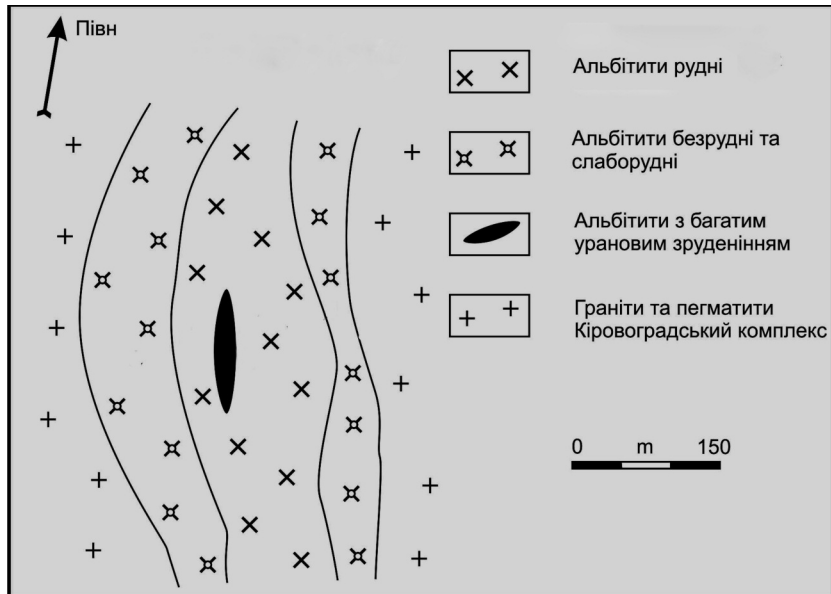


Рис. 3. Геологічна схема одного із фрагментів розташування багатих уранових руд у Ватутінському родовищі. Горизонт 475

компонентів: V_2O_5 , Sc_2O_3 , SrO_2 , BaO , PbO , оксидів *REE*. Подібні руди були виявлені в процесі експлуатаційного видобутку урану в інтервалі 470–600 м. Форми тіл, збагачених на уран – гніздо- та лінзоподібна (рис. 3), інколи утворюється низка пов'язаних послідовних і кулісноподібних лінз. Розміри їх за довжиною і потужністю змінюються від одного до перших десятків метрів. Переходи від рудних тіл до вмисних порід можуть бути і поступовими так і різкими.

Порода, що вміщує зруденіння, представлена рибекіт-егіриновим альбітитом, розвивається по бластокатаклазованому граніту. Головним породотворювальним мінералом є альбіт (70–95 %). Він

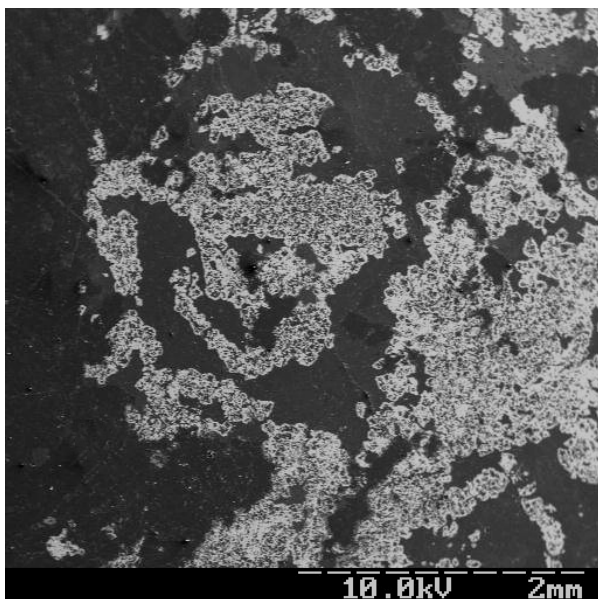


Рис. 4. Електронно-мікроскопічне зображення (режим BSE) гніздоподібного скупчення уранініту в рудних альбітитах Ватутінського родовища

представлений двома генераціями: раннім крупнозернистим та пізнім (дрібнозернистим), що асоціює з егірином. Типові темноколірні мінерали ураноносних альбітитів представлені піроксеном (ряд егірин (акміт)–діопсид (саліт)); амфіболом (ряд рибекіт–актиноліт); флогопітом, хлоритом, епідотом, карбонатом, магнетитом (гематитом), гідроксидами заліза.

Егірин – найбільш поширений темноколірний мінерал (5–10 %) в багатих рудах, представлений дрібними голчастими, радіально-променистими, пластинчастими, тичкуватопризматичними, волокнистими агрегатами розміром 0,1–0,2 мм (зрідка до 3 мм).

За результатами мікрозондового аналізу в егірин-діопсиді встановлено значні концентрації V_2O_5 (до 2 мас. %); а в піроксені, який належить до діопсид-егірин-джеверситового ряду – Sc_2O_3 (до 12 мас. %) [2].

Рудна мінералізація. Ураноносні альбітити характеризуються специфічністю складу рудних мінеральних асоціацій, що поєднують продукти первинного гіпогенного і вторинного гіпергенного мінералоутворення. Умовно виділяються дві генетичні групи уранових мінералів: первинні оксиди U^{4+} – ураніт та частково настуран, титанати урану (бранерит, давидит); вторинні (гіпергенні) – це мінерали, основою структурного каркасу яких є U^{6+} , що утворює комплексний катіон уранілу $(UO)_2^{2+}$ (уранофан $Ca [UO_2SiO_3OH]_2 \times 5H_2O$, скупіт $UO_3 \times 2H_2O$ та ін.)

Ураніт (U^{4+} , U^{6+} Pb, Ca, REE, Zr) O_{2-x} є первинним мінералом урану на родовищі, і розповсюджений у край нерівномірно. На глибоких

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту березинського типу, проба СМ-2/11

| Фракція мінералу | Вміст (ppm) | | Ізотопні відношення | | | | | Вік, млн років | | |
|------------------|-------------|------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| | U | Pb | $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{207}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{208}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ |
| 1 | 5925 | 7159 | 23870 | 7,9246 | 0,40466 | 0,38753 | 6,7198 | 2111 | 2075 | 2039,5 |
| 2 | 7566 | 9518 | 36100 | 7,9302 | 0,40791 | 0,40578 | 7,0417 | 2196 | 2117 | 2040,9 |
| 3 | 6651 | 8223 | 17950 | 7,9133 | 0,39225 | 0,38799 | 6,7276 | 2114 | 2076 | 2039,5 |
| 4 | 6499 | 7701 | 24000 | 7,9239 | 0,40723 | 0,38169 | 6,6193 | 2084 | 2062 | 2039,7 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2040 млн років.

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в уранітах Ватутінського родовища

| Кількість зерен | Кількість (µg) | | Ізотопні відношення | | | | | Вік млн років | | |
|-----------------|----------------|-------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| | U | Pb | $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{207}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{208}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ |
| Проба 9/3 | | | | | | | | | | |
| 1 | 5,298 | 1,233 | 5075 | 9,7427 | 148,68 | 0,24321 | 3,3548 | 1403 | 1494 | 1625 |
| 1 | 9,853 | 3,397 | 9310 | 9,278 | 220,56 | 0,35994 | 5,2819 | 1982 | 1866 | 1739 |
| 1 | 18,93 | 4,939 | 35590 | 9,7945 | 574,38 | 0,27482 | 3,858 | 1565 | 1605 | 1657 |
| 1 | 10,34 | 3,177 | 16980 | 9,5645 | 376,22 | 0,32249 | 4,6178 | 1802 | 1753 | 1694 |
| 1 | 11,58 | 3,271 | 20750 | 9,7451 | 406,01 | 0,2971 | 4,1808 | 1677 | 1670 | 1662 |
| Проба 6 | | | | | | | | | | |
| 1 | 28,07 | 8,469 | 36100 | 9,3658 | 1094,1 | 0,31671 | 4,6507 | 1774 | 1758 | 1740 |
| 1 | 38,57 | 10,18 | 35580 | 9,3737 | 881,06 | 0,27696 | 4,0633 | 1576 | 1647 | 1739 |
| 2 | 135,5 | 36,34 | 40340 | 9,41 | 1282,2 | 0,28154 | 4,1327 | 1599 | 1661 | 1740 |
| 2 | 109 | 30,52 | 40180 | 9,3136 | 2000 | 0,29386 | 4,341 | 1661 | 1701 | 1751 |
| 2 | 118,7 | 35,24 | 44880 | 9,3113 | 1934,2 | 0,31156 | 4,6051 | 1748 | 1750 | 1752 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 1750 млн років.

горизонтах Ватутінського родовища встановлено гніздові скупчення до 10 мм в поперечнику своєрідних скелетних футляроподібних кристалічних агрегатів мінералу (рис. 4). Крім того, в значній кількості ураніт наявний у зростках з магнетитом у вигляді добре огранених кристалічних агрегатів. Мікрозондовий аналіз у складі ураніту дозволив виявити домішки, %, мас.: PbO – до 20,51; CaO – до 6,20; Y₂O₃ – до 0,78; Ce₂O₃ – до 3,90; ZrO₂ – до 1,72.

У більшості випадків ураніт заміщується ураносилікатами (уранофаном?). Вік мінералізації визначений за незмінним уранітом.

Окрім цього, в багатих рудах встановлена значна кількість інших рудних мінералів. Серед найпоширеніших – гематит, магнетит, рутил, ільменіт, галеніт, пірит, халькопірит, сфалерит, самородний свинець. Останнім часом встановлені досить рідкісні мінерали: сенаїт PbFe₈Ti₁₂O₃₈; Се-уекфілдіт CeVO₄, коронадіт PbMn₈O₁₆, стронціобарит і ін.

Результати та їх обговорення. Час формування гранітів березівського типу, зважаючи на те, що

частина кристалів циркону містить реліктові ядра, визначали за монацитом. Для цього нами були датовані розмірні фракції монациту із метасоматично зміненого граніту (проба СМ-2/11), отримані шляхом скочування кристалів по нахиленій площині. Серед цих кристалів під бінокляром відібрали бурувато-жовті, медово-жовті та світло-жовті напівпрозорі та прозорі зерна. Результати датування наведені в табл. 1.

Лінія регресії, розрахована за наведеними в табл. 1 даними, перетинає конкордію в двох точках, що відповідають віку 2038,7 ± 0,7 млн. років (рис. 5) за верхнім, та 54 ± 29 млн років – за нижнім. За цими даними вік монациту становить 2038,7 ± 0,7 млн років. Нижній перетин, вірогідно, обумовлений незначним (дискордантність від –2,2 % до –7,6 %) порушенням закритості уран-свинцевої ізотопної системи монацитів за рахунок дифузії. Зважаючи, що монацити кристалізувалися одночасно з мікрокліном, біотитом і кварцом, оскільки знаходяться з ними в зростаннях, вік монациту характеризує час формування дослідженого граніту. Це досить добре співпадає з часом

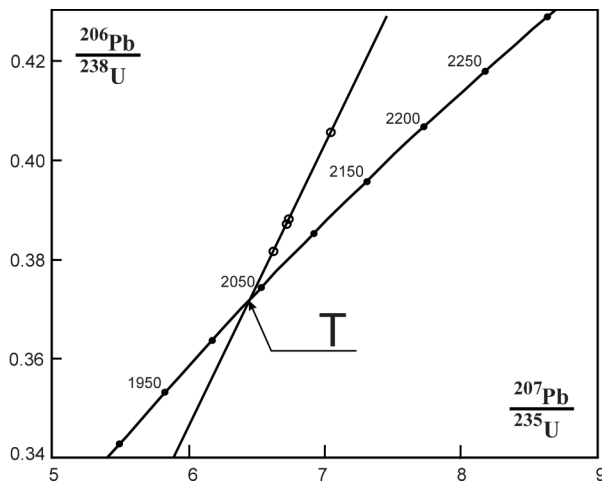


Рис. 5. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монациту із граніту березівського типу, проба См-2/11. $T = 2038,7 \pm 0,7$ млн років

формування порід Новоукраїнського масиву – 2038–2034 млн р. [7].

Вік уранової мінералізації визначали класичним уран-свинцевим ізотопним методом за окремими зернами уранініту. Для аналізу були використані окремі зерна мінералу, виділені зі слабоокисненої рудної зони. Оскільки розмір зерен уранініту не перевищував 0,04 мм, кристали уранініту перед розчиненням ми не зважували, тому замість концентрації урану та свинцю в табл. 2 наведено їх кількість у мікрограмах.

Аналітичні результати уран-свинцевого ізотопного датування наведені в табл. 2 і рис. 6. Як видно із цих даних, фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень окремих зерен уранініту проби 6 розміщуються на двох лініях, які перетинають конкордію в точках, що відповідають числовим значенням віку $T_1 = 1752,4 \pm 0,6$ млн років, $T_2 = 1740,2 \pm 5,9$ млн років (рис. 6). Варто зазначити, що за допомогою мінералогічних досліджень суттєвих відмінностей між кристаллами уранініту проби 6 нами не було виявлено. В пробі 9/3 уранініти слабо окиснені, незважаючи на те, що ми намагалися відібрати зерна уранініту без видимих ознак окиснення, їх уран-свинцеві ізотопні системи виявилися порушеними, вірогідно, відповідно до моделі дифузійної міграції. Фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень на діаграмі в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ –

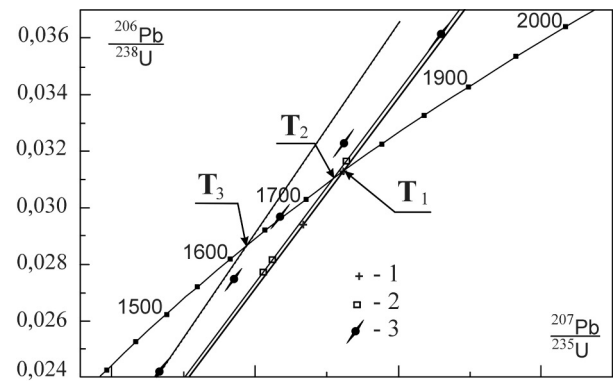


Рис. 6. Уран-свинцева діаграма з конкордією для уранінітів Ватутінського родовища; 1–2 – проба 6; 3 – проба 9/3. $T_1 = 1752,4 \pm 0,6$ млн років, $T_2 = 1740,2 \pm 5,9$ і $T_3 = 1625$ млн років

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ апроксимуються кривою, рівняння якої має вигляд $y = 4,4768\ln(x) + 9,813$, при коефіцієнті кореляції $R^1 = 0,9981$. Максимальною оцінкою віку процесів, що призвели до порушення закритості уран-свинцевої ізотопної системи уранініту проби 9/3, є ізотопна дата 1625 млн років (мінімальне значення за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) (див. табл. 2 та рис. 6).

Висновки. 1. Граніти березівського типу, на які накладені процеси альбітизації та уранове зруденіння Ватутінського родовища, були сформовані $2038,7 \pm 0,7$ млн років тому.

2. Урановорудна мінералізація на Ватутінському родовищі формувалася в декілька етапів, найбільш давні з досліджених кристалів уранініту мають вік $1752,4 \pm 0,6$ млн років. Цілком вірогідно, що другий етап кристалізації уранініту мав місце $1740,2 \pm 5,9$ млн років тому. Процеси, що спричинили порушення уран-свинцевої ізотопної системи уранітів, мали місце не раніше 1625 млн років тому.

3. Розрив у часі формування вмісних гранітів березівського типу та багатих руд Ватутінського родовища складає майже 200 млн років. Враховуючи, що час формування уранової мінералізації практично збігається з часом інтрузії порід Корсунь-Новомиргородського масиву (1765–1740 млн років тому), з великою долею вірогідності можна припустити їх парагенетичний зв'язок.

Література

1. Бартницький Е.Н., Бибилова Е.В., Верхогляд В.М. и др. ИГМР-1 – Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 164–167.

2. *Бондаренко С.М., Іванов Б.Н., Сьомка В.О. та ін.* Нові дані по рудній мінералогії ураноносних альбітитів Інгульського мегаблоку // Наук. конф. "Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд" (14–16 берез. 2012 р.). – К. – 2012. – С. 13–15.
3. *Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины* / Ред. Я.Н. Белевцев. – К. : Наук. думка, 1995. – 395 с.
4. *Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита* / Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Баргницкий Е.Н. – К.: Наук. думка, 1989. – 144 с.
5. *Глевасский Е.Б., Крамар О.А.* Геодинамические обстановки и металлогения урана центральной части Украинского щита // 36. наук. пр. ІГНС НАН України та МНС України. – Киев, 2002. – Вып. 5/6. – С. 227–244.
6. *Комаров А.Н., Черкашин Л.А.* Редкометальные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1991. – 180 с.
7. *Степанюк Л.М., Андрієнко О.М., Довбуш Т.І., Бондаренко В.К.* Геохронологія Новоукраїнського масиву // Минерал. журн. – 2005. – 27, № 1. – С. 44–50.
8. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита – Львів: ЗУЦК, 2005. – 306 с.
9. *Krough T.E.* A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1973. – 37, № 3. – P. 485–494.
10. *Ludwig K.R.* Pb Dat for MS-DOS, version 1.06 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. – 1989. – № 88, 542. – P. 40.
11. *Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0 // Ibid. 1990. – № 88, 557. – P. 38.

Stepanyuk L.M., Bondarenko S.M., Ivanov B.N., Dovbush T.Y., Kurylo S.Y., Semka V.O., Shestopalova E.E.

Geochronology of the Vatutinka uranium deposit (Ingul megablock of the Ukrainian Shield).

The age of formation of uranium mineralization and host granitoids of beriozovo type have been determined by uranium-lead isotopic method on uraninite and monazite respectively. Beriozovo type granites dated at 2038.7 ± 0.7 million years show good correlation with the age of magmatic rocks of Novoukrainska massif. Uranium mineralization of Vatutinka deposit was formed in several stages. The crystals of the most ancient uraninite have the age of 1752.4 ± 0.6 million years, that is completely correlative with of Korsun-Novomirgorod pluton emplacement. The age values of 1740.2 ± 5.9 million years were obtained for two crystals of uraninite. It is also established, that uranium-lead isotopic system is disturbed in uraninite crystals sampled from weakly oxidised zone. The processes which have led to the isotopic system disturbance of these uraninites, could be manifested not earlier than 1625 million years ago.

Key words: uraninite, monazite, Vatutinka uranium deposit, isotopic date, age, sodic-uranium formation.

Степанюк Л.М., Бондаренко С.Н., Іванов Б.Н., Довбуш Т.І., Курило С.І., Семка В.А., Шестопалова Е.Е.

Геохронологія Ватутинського уранового родовища (Інгульський мегаблок Українського щита).

Уран-свинцевим ізотопним методом определено время формування уранового орудення по уранініту і вмещаючих гранітоїдів березовського типу по монациту. Вік гранітів березовського типу $2038,7 \pm 0,7$ млн лет хорошо совпадает с временем формування магматитів Новоукраїнського масива. Урановорудна мінералізація на Ватутинському родовищі формувалась в декількох етапах, найбільш древні кристали уранініта мають вік $1752,4 \pm 0,6$ млн лет, що повністю совпадає з часом інтрузії Корсунь-Новоміргородського плутона. Для двох кристалів уранініта отримано вік $1740,2 \pm 5,9$ млн лет. Виявлено, що уран-свинцева ізотопна система кристалів уранініта з слабо окисленої зони порушена. Процеси, приведши до порушення ізотопної системи цих уранінітів, могли проявитися не раніше 1625 млн лет назад.

Ключевые слова: уранініт, монацит, Ватутинське уранове родовище, ізотопне датирование, вік, щелочно-уранова формація.

Надійшла 26.06.2014