



<https://doi.org/10.15407/geotech2019>.

УДК 553.49:550.42

**Ю.О. Фомін, Ю.М. Деміхов, В.Г. Верховцев, Т.В. Дудар**

**Фомін Ю.О.**, канд. геол.-мін. н., пров. наук. співр. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», yaf1941@gmail.com

**Деміхов Ю.М.**, канд. геол.-мін. н., зав. лаб. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», u\_demikhov@ukr.net

**Верховцев В.Г.**, докт. геол. н., зав. відділом ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Verkhovtsev@ukr.net.

**Дудар Т.В.**, канд. геол.-мін. н., доцент, ст. наук. співр. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», tamadudar@ukr.net

## ФОРМИ ЗНАХОДЖЕННЯ ЕЛЕМЕНТІВ-СУПУТНИКІВ УРАНУ У АЛЬБІТИТАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

*У статті розглянуто форми знаходження елементів-супутників урану, якими можуть бути як особисті концентратори, так і звичайні породоутворюючі мінерали. До перших відносяться самородні метали – золото, вісмут, свинець; сульфідні Cu, Zn, Pb, Ni, Co; монацит (Th), циркон (Zr, Th). Прикладами другої групи мінералів є польові шпати з рубідієм, стронцієм, свинцем; егірин, рібекит, сфен з ванадієм. Елементи-супутники розглянуто за такою системою: радіоактивні, сидерофільні, халькофільні, рідкісні та рідкісноземельні елементи, а також елементи-мінералізатори в межах досліджених альбітитових родовищ урану. Серед форм знаходження урану у системах альбітитових родовищ виділено чотири. Це (1) власне уранові мінерали; (2) високо радіоактивні акцесорні мінерали; (3) уран, розсіяний в породо- і рудоутворюючих мінералах; (4) уран мобілізований (сорбований) вторинними мінералами. Найбільш висока рухливість металів фіксується в області підземних і поверхневих вод, а також у ґрунтах та верхніх частинах кори вивітрювання. Із радіоактивних металів найбільша рухливість притаманна урану (найбільш широкі вторинні ореоли), радії концентрується ближче до первинних уранових руд, відносно стабільним є торій, пов'язаний з монацитом. З урахуванням геолого-геохімічних характеристик альбітитових родовищ, а також ландшафтно-геохімічних особливостей Інгульського мегаблоку (взаємоперехід лісостепової і степової зон), регіон здається дуже перспективним для формування молодих поверхневих концентрацій урану і елементів-супутників (Ni, Co, Zn, V, Cu, Mo, Pb). Всі описані складові рудної маси родовищ альбітитової формації, крім безпосередньо уранових мінералів, є відходами промислової розробки, які були (і будуть) складовані. По суті це подрібнений мінеральний концентрат, збагачений ураном та описаними домішками і поміщений в умови гіпергенних процесів, сприятливих для окислювання та розкладання. Прогнозованим є виніс металів (у більшості випадків отруйних) атмосферними водами в сучасну гідромережу, подальшу їх міграцію у систему підземних вод, поступове проникнення у ґрунти і біологічні об'єкти.*

**Ключові слова:** елементи-супутники урану, урановорудні альбітити, альбітитова формація, форми знаходження урану, рухливість металів

**Вступ.** В попередній розробці [1], присвяченій питанням прикладної геохімії уранвміщуючих альбітитів Українського щита, показано закономірності концентрації і розсіювання різних елементів в процесі формування та руйнації родовищ цієї формації. Підкреслимо при цьому, що накопичення елементів виникало у складі різних речовинних комплексів (і асоціацій) мінералоутворюючої системи, а саме – безпосередньо в породах вміщуючого едукту, у тій чи іншій мірі діафторованих в умовах регресивного процесу, в колорудних натрієво-карбонатних метасоматитах (альбітитах) та уранових рудах. Причому, аж ніяк не обов'язково у промислових рудах, саме які ідуть на переробку, на відміну від решти мінеральної маси, утворюючої відвали відпрацьованих (зруйнованих людиною) ділянок родовищ. Розглянуті елементи, в деякій мірі умовно, ми називаємо елементами-супутниками урану. Іншою не менш важливою спе-

цифікою досліджених альбітитових родовищ є їх природне руйнування внаслідок процесів вивітрювання (для Українського щита – це каолінітовий тип) і ерозії.

У розробці, яка пропонується, маємо розглянути форми знаходження елементів-супутників урану, якими можуть бути як особисті концентратори, так і звичайні породоутворюючі мінерали. До перших відносяться самородні метали – золото, вісмут, свинець; сульфідні Cu, Zn, Pb, Ni, Co; монацит (Th), циркон (Zr, Th). Прикладами другої групи мінералів є польові шпати з рубідієм, стронцієм, свинцем; егірин, рібекит, сфен з ванадієм. При розробці уранових родовищ всі ці мінерали ідуть у промислові відвали зі всіма витікаючими економічними і екологічними наслідками. Але ж вони можуть суттєво збільшити комплексну цінність уранового зруденіння.

Прийняту типізацію елементів з виділенням груп

радіоактивних, сидерофільних, халькофільних, рідкісних та рідкісноземельних, а також елементів-мінералізаторів в межах вивчених альбітитових родовищ урану Інгульського мегаблоку [1] вважаємо за необхідне зберегти. Опис елементів проведено саме згідно цієї системи.

**Мета роботи:** дослідити особливості речовинних комплексів мінералоутворюючих систем урановорудних альбітитів Українського щита.

#### Радіоактивні елементи.

Поміж форм знаходження **урану** в мінералоутворюючих системах родовищ виділяється уран власних (первинних і вторинних) мінералів, високорадіоактивних акцесорних мінералів, розсіяний в породо- і рудоутворюючих мінералах, а також мобілізований (сорбований) вторинними мінералами.

**1. Власне уранові мінерали.** В рудах більшості родовищ основна маса урану пов'язана з первинними мінералами – бранеритом і уранінітом різного кількісного співвідношення та різного ступеню змінення [2, 3].

Бранерит об'єктів різниться концентрацією  $TiO_2$ : від близької до стехіометричної на Ватутінському родовищі (29,5-33,0 %) до завищеної на Новокосянтинівському, Мічурінському і особливо Северинівському родовищах (33,4-38,3 %). Це підвищення, на думку авторів [2], може бути пов'язано з розвитком оксидів титану при руйнуванні мінералу, що підтверджується, частково, тим, що на Северинівському родовищі бранерит часто утворює тонкокристалеві агрегати в асоціації з оксидом урану (настураном). Із інших компонентів в бранериті всіх об'єктів встановлено підвищений вміст (%)  $PbO$  (1,6-11,2) і  $CaO$  (0,3-14,0).

Уранініт також може вміщувати свинець (17,4-20,5 %  $PbO$  в рудах Ватутінського і Новокосянтинівського родовищ). Проте, на Северинівському родовищі він (часто в асоціації з гематитом) представлений безсвинцевим кальцієвим різновидом ( $CaO$  11,5 %;  $PbO$  1,2-2,2,8 %) і, згідно з І.Г. Мінеєвою [2], є продуктом постальбітитового відновлювального епігенезу. Ф.І Ракович (1985), яка ретельно вивчала речовинний склад руд Новокосянтинівського родовища, віддає пріоритет саме уранініту, виділяючи, як мінімум, дві його генерації: ранню у вигляді ідіоморфних кристалів у зв'язку з альбітом, апатитом, цирконом і більш пізню (і головну) у вигляді вкрапленості і гніздуотворених виділень у зрощенні з карбонатами, альбітом, егірином, сфеном, флогопітом. Ці спостереження підтверджують інформацію про співвідношення власне альбітитів і уранових руд. Підкреслюючи близьке у часі формування основної маси уранініту і бранериту, автор відмічає також для рудних зон заміщення уранініту уранатами, силікатами та гідрооксидами уранілу. На Мічурінському родовищі уранініт не встановлений; передбачається, що він заміщений настураном, який, у

свою чергу, в умовах зони окислення легко переходить в гідронастуран. Присутній настуран і на інших об'єктах.

З уранових мінералів спірного генезису відмітимо ненадквіт і кофініт [2, 3]. Ненадквіт був виділений в складі руд Мічурінського, Північно-Коноплянського і Ватутінського родовищ як первинний силікат  $U$  з суттєвою домішкою  $Ti$ . Детальні дослідження показали, що «ненадквіт» є сумішшю декількох фаз – оксидів і силікатів  $U_{6+}$ , включаючи гідронастуран, ургіт, кофініт, болтвудит-казоліт, реліктовий уранініт, а також анатаз, рутил, малакон, гематит, галеніт і самородний свинець. Передбачається, що це продукт «древнього окислення бранериту, не тільки неодноразово заміщеного гідрооксидами шестивалентного урану, але і відчувшого дію древніх відновлювальних процесів». Кофініт (також силікат урану) присутній на всіх об'єктах. На Мічурінському родовищі його вважають самостійним гіпогенним мінералом, який утворився одночасно з ненадквитом і бранеритом (в асоціації з флогопітом, гідробіотитом, епідотом), які передують уранініту. На Новокос-тянтинівському родовищі, як відмічалось вище, кофініт разом з іншими вторинними мінералами урану заміщує уранініт. Дуже показовим є той факт, що уранініт і кофініт виявляються головними мінералами пере-відкладених руд молодого прояву Обгінне.

До числа типово гіпергенних мінералів урану, розвинутих на альбітитових родовищах дуже широко і різноманітно, віднесені: оксиди і гідрооксиди (уранова чернь, гідронастуран, ургіт, масноїт, ураносферит, фурмарьєрит); силікати (уранофан, болтвудит, казоліт, бетауранотіл); фосфати (нінгіотит, отеніт, дюмонтит, парсонсит, фосфураніліт); ванадати (карнотит, тюямуніт, сенжьєрит, франсвіліт).

Підкреслимо два суттєвих моменти. По-перше, на всіх вивчених родовищах виявлена як первинна – бранерит, уранініт, настуран та деякі інші, так і вторинна уранова мінералізація – оксиди, гідрооксиди, силікати, фосфати, ванадати урану. По-друге, одні й ті ж мінерали утворюють різні генерації у складі новоутворених і регенерованих мінеральних асоціацій.

**2. Високорадіоактивні акцесорні мінерали.** На всіх родовищах широко розвинені циркон (із всіма різновидами), монацит, сфен, апатит, розповсюджений також уранвміщуючий ільменіт (давідіт), епізодично відмічаються ортит, ксенотим, торит.

Для Новокосянтинівського родовища особливо характерні циркон, аршиновит, малакон. Уран у цих мінералах у кількості від десятків і перших сотень г/т до перших % (коефіцієнт концентрації 10-100) ізоморфно заміщує  $Zr$ ,  $V$ ,  $Th$ , тобто входить в кристалічну решітку. Вважається, що він стійко утримується в решітці при руйнуванні мінералів. Разом з тим, дослідженнями М.С. Ходоровського [2], показана можливість перерозподілу цих елементів, зокрема урану, в

«наскрізних» акцесоріях з можливим порушенням кристалічної решітки мінералів і частковим переходом їх в розчинений стан. Порівняння реліктових і новостворених генерацій апатиту і циркону демонструє різну тен-

денцію (табл. 1): в апатитах вміст урану зростає від реліктових генерацій в гранітах до новоутворених в альбітитах; в цирконах, сингенетичних альбітитах, навпаки, воно знижується.

**Таблиця 1.** Концентрація урану в акцесорних мінералах лужних метасоматитів Новокостянтинівського родовища (за М.С. Ходоровським і ін. [2]).

**Table 1.** Concentration of uranium in accessory minerals of alkaline metasomatites of the Novokostyantynivske deposit (according to M.S. Khodorovsky et al [2]).

Апатит (U, г/т)		Циркон (U, г/т)		Монацит (UO <sub>2</sub> , %)		
1	2	1	2	1	2	3
6-40	30-70	350-2000	120-1200	0,79-1,40	0,19-0,31	0,36

*Примітка.* Концентрації урану визначались: в апатиті і цирконі (г/т) за допомогою рентгено-флуоресцентної установки АРФ-6; в монациті (UO<sub>2</sub>, %) рентгеноспектральним методом. Апатит, циркон: 1 – реліктовий (сингенетичний гранітам); 2 – новоутворений (сингенетичний альбітитах). Монацит: 1 – в альбітизованих гранітах і альбіт-мікроклінових метасоматитах зовнішніх зон; 2 – в рібекит-епідотових альбітитах проміжних зон; 3 – в піроксен-гранатових альбітитах внутрішніх зон.

Найбільші концентрації монациту встановлені в новоукраїнських гранітах Новокостянтинівського родовища, а також в вихідних породах і альбітитах Юр'ївського та Ватутінського родовищ. Поведінка урану в монациті метасоматичної колонки, на прикладі Новокостянтинівського родовища, аналогічна такому в цирконі; в генераціях монациту альбітитів проміжних і внутрішніх зон концентрація елемента істотно нижче, ніж в монацитах підлужених гранітів зовнішніх зон. Перерозподіл елемента, на думку авторів, міг виникати при утворенні нових генерацій акцесорних мінералів, або навіть приводити до інтенсивного формування власне мінералів U, наприклад, на межі дільниць з пізними (постальбітитовими) карбонатами і слюдами, які відіграють роль фізико-хімічних бар'єрів.

Давидіт описано в складі руд Мічурінського і Ватутінського родовищ [2, 3]. Звичайно він розглядається як первинний мінерал урану, хоча вміст елемента в ньому відносно невисокий, у всякому разі, для власне уранових мінералів (UO<sub>2</sub> 7,1-12,3 %). Проте він характеризується найбільш високою концентрацією титану (TiO<sub>2</sub> 49,1-53,7 %) і заліза (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 26,6-30,3 %), а також підвищеною кількістю свинцю (PbO 3,3-5,6 %).

**3. Уран, розсіяний в породоутворюючих і деяких акцесорних мінералах.** В плагіоклазах, мікрокліні, кварці, як показали багаточисельні, у тому числі наші, дослідження [4], уран присутній у формі відносно рівномірного, у тому чи іншому ступені диспергированого (атомарного, по В.І. Вернадському, чи молекулярного) розсіювання. Що стосується біотиту, амфіболів і піроксенів, то, в крайньому разі, для частини урану в цих мінералах передбачається сорбційна форма; в біотиті, крім того, можливі тонкі включення акцесоріїв та різні варіанти ізоморфізму. Найбільш простим поясненням підвищеної кількості урану в магнетиті і гематиті є припущення про механічний захват його атомів.

Названі форми входження металу в мінерали можуть мати суттєве значення, виходячи із значних масштабів вміщуючих (пустих) порід, не менш половини

всієї його кількості, із них 15-25 % – це уран цілком рухливий, тобто який легко вилугується [4].

**4. Уран, мобілізований вторинними процесами.** По-перше, сюди потрібно віднести т.зв. «сорбований» (легко рухливий) уран, властивий всім урановим родовищам. Зокрема, широко розповсюджено накопичення урану за рахунок сорбції в мінералах Мічурінського і Новокостянтинівського родовищ, де вони пов'язані з гідрооксидами заліза (гематитом, гідрогетитом, гідрогематитом), цоізитом, гідробіотитом, лейкоксеном, хлоритом і гідролітами (певно із карбонатами) [3, 5]. Дуже характерна сорбція урану в зв'язку з сульфідною мінералізацією – з піритом. Наші дослідження за допомогою трекової *f*-радіографії підтвердили цей висновок також для альбітитів і вміщуючих порід Северинівського та Ватутінського родовищ [4]. По-друге, дуже важливо звернути увагу на ділянки виявлення передальбітитових крихких деформацій і діафторезу з заміщенням вихідних мінералів новоутвореннями хлориту, епідоту, кліноцоїзиту, кальциту, гематиту, лейкоксену з урахуванням наступних обставин: 1) ці утворення широко розвинуті на всіх вивчених родовищах ураноносних альбітитів, де відіграють роль структурно-літологічної основи; 2) будучи безрудними, діафторити, тим не менш, часто містять в собі уран в підвищених кількостях – перші десятки г/т, причому уран таких зон характеризується збільшенням долі рухливих форм.

В цілому сорбційна форма урану з високою міграційною здатністю спостерігається для вторинних мінералів у всіх блоках порід, з урахуванням як вміщуючих гнейсів, мігматитів та гранітів, так і діафторитів, а також альбітитів (безрудних, слабо рудних і рудних). В гіпергенних умовах сорбційний уран може легко переходити в рухливий стан, особливо в зоні аерації і активної діяльності підземних та поверхневих вод, в тому числі атмосферних, перш за все, на дільницях, прилеглих до відвалів і гірничих виробок. В подальшому, на шляхах міграції в сприятливих умовах, тобто при наяв-

вності різних геохімічних бар'єрів, такий уран може формувати поверхневі рудні концентрації, аж до промислових родовищ.

Підкреслимо, що серед перерахованих форм відсутні такі, в яких уран зберігав би повну інертність. Навіть акцесорні мінерали – циркон і монацит виявляють ознаки регенерації з перерозподілом урану. При цьому значна частина урану у всіх блоках порід, які підлягають експлуатаційній виїмці, може бути віднесена до «рухливої», тобто має достатньо високу міграційну здатність. Цей уран може бути джерелом забруднення підземних і поверхневих вод та ґрунтів. Але він може добуватись, збільшуючи корисний вихід металу, при використанні технологій вилуговування чи формувати вторинні (молоді) його концентрації.

Ведучою формою **радію** в альбітитових родовищах, очевидно, є уранові мінерали, хоча кількісні дані про радії в них у нас відсутні. З інших мінералів радію позначений радіобарит, характерний для зон гіпергенезу, зокрема, для неоген-четвертинних зон окислення Мічурінського і Новокосянтинівського родовищ [2]. Звичайно він утворюється із розчинів, збагачених радієм, в безпосередній близькості від легкорозчинних вторинних уранових мінералів.

Головними формами знаходження **торію** у вмшуючих породах, альбітитах і рудах є акцесорні мінерали монацит, циркон з його різновидами і апатит [6].

**Монацит.** За даними В.Б. Коваля і М.С. Ходоровського [2] вміст двоокису торію ( $\text{ThO}_2$ ) в монациті Новокосянтинівського родовища змінюється в межах 0,82-14,14 % при достатньо високій кількості мінералу. Зокрема зразки новоукраїнських альбітитів масою 0,2-0,3 кг містить в собі від одиниці до перших десятків зерен монациту. В зонах монацитвмшуючої метасоматичної колонки апогранітоїдних ураноносних альбітитів цього родовища концентрація торію змінюється несуттєво, але отримані дані свідчать геохімічну рухливість елементу в процесі альбітизації. Відмічається тісний геохімічний зв'язок Th з Si – в умовах лужного середовища кремній переходить в розчин, що в свою чергу викликає утрату монацитом торію.

В процесі вивчення мезоархейських золото-залізистих руд Балки Широкої (Чортомлицька зеленокам'яна структура, Середньопридніпровський мегаблок) нами виявлено торій-рідкісноземельну мінералізацію, представлену фторвмшуючим монацитом з тонкими включеннями фтор-апатиту [13]. У складі монациту встановлено систематичне існування трьох фаз: монацитової, чералітової і хатонітової, з яких торієносними є тільки дві останні. При цьому припускається існування неперервного ізоморфного ряду монацит – хатоніт (силікат торію) з парним (взаємним) заміщенням  $\text{Th}^{+4}\text{Si}^{+4} \leftrightarrow \text{Ca}^{+3}\text{P}^{+5}$ . Максимальна торієносність (до 0,46-5,85 ваг. %) притаманна хатонітовому мінералу, чим також підтверджується геохімічний зв'язок торію з

кремнієм. У разі зональних кристалів монациту концентрація торію у крайових зонах (в середньому) в 2,3-5,9 разів вище порівняльно з внутрішніми зонами.

**Циркон.** В цирконах вміст торію варіює в широких межах (25-1000 г/т; при кількості мінералу в альбітитах від 100 до 600 г/т) з закономірним збільшенням торієносності новостворених цирконів в порівнянні з реліктовими в напрямку від зовнішніх зон альбітитів до внутрішніх, тобто в результаті перерозподілу [2].

**Апатит.** В апатитах всіх зразків торії присутній в відносно невеликих кількостях (8-65 г/т) і також з виразним перерозподілом між різними генераціями в межах метасоматичних зон. Але при цьому вміст апатиту в породах досягає 1000 г/т. Наведені дані підтверджують відомий висновок, що ізоморфними з  $\text{Th}^{4+}$  є не тільки  $\text{U}^{4+}$ ,  $\text{TR}^{4+(3+)}$ , але і  $\text{Ca}^{2+}$  [7].

Важливо підкреслити, з одного боку, доволі високу концентрацію в породах мінералів-носіїв торію, а з іншого, – його здатність до перерозподілу навіть в умовах відносно стабільних мінеральних форм, тобто певну його рухливість.

З інших форм торію маємо назвати деякі другорядні акцесорні мінерали (сфен, можливо, гранат і ін.), а також уранові мінерали, перш за все, бранерит. Так, в бранериті Северинівського і Мічурінського родовищ встановлено 0,11-0,40 %  $\text{ThO}_2$  [1, 2]. Підвищена кількість торію відмічено в ненадкєвіті (0,01 % Th) і настурані (0,2 %  $\text{ThO}_2$ ) Мічурінського родовища.

Нерівномірність розподілу і вміст торію в системах уранових родовищ альбітитової формації (також родовищ золота Au-кварцової формації, наприкладі Східно-Юрійівського родовища) практично повністю визначається концентрацією акцесорних мінералів, перш за все, монациту і циркону, в гнейсах чечелєвського літолого-стратиграфічного рівня, тобто у ранньопротерозойському фліші.

### Сидерофільні елементи.

Головними первинними мінералами **заліза** є магнетит, присутній у вмшуючих породах і, іноді, у альбітитах, також гематит, притаманний багатим урановим рудам (де він є свідомством окислювальних умов рудного середовища). Зустрічається давідіт (уранвмшуючий магнетит), що свідчить, навпаки, про відновні умови мінералоутворення. Залізо також містять усі фемічні мінерали. У зоні гіпергенезу широко розвинуті гідрооксиди заліза.

Переходячи до форм знаходження **ванадію**, відмітимо, що ванадієносність мінералів уранових альбітитів Інгульського мегаблоку в достатній мірі вивчена тільки для Ватутінського родовища [8] (табл. 2). Взагалі, згідно дослідженням Б.Ф. Мельниченка та ін. основна доля ванадію на цьому родовищі (як і на Жовторіченському) з урахуванням розповсюдженості мінералів, пов'язана з лужними піроксенами (егірином і його

ванадієвим різновидом – акмітом), а також з лужними амфіболами (рібекитом і арфведсонітом).

В альбітитах Інгульського мегаблоку акміт не виявлений, егірін, судячи з наших петрографічних спостережень, представлений звичайним (зеленим) різновидом, а лужний амфібол (в основному рібекит) не відрізняється від такого ж для Жовторіченського родовища. Тим не менш ці мінерали є також найбільш ванадієносними. Отримана нами інформація [9] про максималь-

ну концентрацію ванадію в егіринових з рібекитом (0,034-0,144 %) і, особливо, у сфен-егіринових (0,146-0,229 %) альбітитах Ватутінського родовища повністю узгоджуються з вище приведеними даними про вміст ванадію в названих мінералах і розповсюдження в альбітитах родовищ саме цих мінералів. Маємо підкреслити також ванадієносність сфену, вперше відмічену (для Мічурінського родовища) Ю.П. Єгоровим [2].

**Таблиця 2.** Вміст  $V_2O_5$  в мінералах Ватутінського родовища (Б.Ф. Мельниченко [8]).

**Table 2.** Content of  $V_2O_5$  in minerals from the Vatutinske deposit (B.F. Melnichenko [8]).

Мінерали	Вміст, %	n	Варіації, %	Середнє, %
Егірін	5-20	5	0,10-0,26	0,19
Лужний амфібол	1-10	1	0,20	0,20
Сфен	0,3-6	4	0,34-0,82	0,54
Магнетит-гематит	0,5-3	10	0,15-0,90	0,40
Циркон	0,01-0,6	3	0,08-0,77	0,31
Бранерит	0-2	8	0,10-2,54	1,03
Титанати урану	0-0,1	4	0,25-4,10	1,60
Титанати свинцю	0-0,1	3	0,40-2,75	1,20

Примітка. Вміст  $V_2O_5$  (%) встановлено методом локального рентгено-спектрального аналізу.

Тобто є всі підстави вважати егірін, сфен і рібекит основними носіями ванадію (у вигляді ізоморфної домішки) в рудовміщуючих альбітитах Інгульського мегаблоку. Деяка кількість ванадію, як видно із даних тих же авторів, може розподілятися в метаморфічних породах (гнейсах) між роговими обманками і біотитами, ізоморфно заміщуючи Mg і  $Fe^{2+}$ , а також  $Fe^{3+}$  і Ti. Здається, вони цілком можуть давати фоновий вміст елементу в породах і рудах. Вміст  $V_2O_5$  в вихідних амфіболах та біотитах Жовторіченського родовища теж підвищений: 0,12-0,19 і 0,11 % відповідно. З інших породоутворюючих мінералів цього родовища підвищеною кількістю  $V_2O_5$  відрізняється гранат: 0-1,26; середнє по 4 зразкам 0,66 % [8, 10].

Наші дані [11] з розподілу ванадію в піритах ( $Fe^{2+}$ ), визначені на основі атомно-абсорбційного аналізу, також свідчать про незначну, роль цього мінералу в спільному балансі елементу: вміст його в піритах діафоритів, альбітизованих порід і альбітитів Северинівського родовища не перевищує 10-25 г/т.

У рудних альбітитах головними мінералами-концентраторами ванадію, поряд з вище перерахованими, можуть бути мінерали урану – бранерит і інші титанати урану (табл. 2), а також (для Мічурінського родовища [2]) уранініт, правда кількість рудних мінералів, в порівнянні з породоутворюючими, мізерна. Підвищений вміст ванадію може бути пов'язаний із залістими мінералами продуктивних асоціацій – гематитом, анкеритом і залістим біотитом. Так, гематитизований магнетит Ватутінського родовища містить 0,15-0,90 %  $V_2O_5$ . Непрямим аргументом на користь цього припущення можуть також служити дані про розподіл ванадію в кальциті і доломіті (Mg-Fe) Жовто-

річенського родовища. В доломіті вміст  $V_2O_5$  (%) суттєво вищий (0,02-0,89) в порівнянні з кальцитом (0-0,12) [10].

Підкреслимо, що генетично ванадій і уран пов'язані єдиним процесом, який протікав в окислювальних умовах лужного метасоматозу. Але, судячи з геологічних і фізико-хімічних показників, цей процес був двостадійним, включаючи більш ранній і широко проявлений натрієвий метасоматоз (альбітизацію) та локально накладені залістисто-продуктивні асоціації із значним посиленням окислювального потенціалу. Температура натрієвої стадії (на прикладі Ватутінського родовища) дорівнює 410-320°C, залістистої стадії – 240-180°C. Якщо формування багатих уранових руд проходило у другу (продуктивну) стадію, то ванадій більше всього тяжіє до першої, а саме до ізоморфного входження у темнокольорові мінерали (егірін, рібекит, можливо і ін.) і сфен. Хоча, крім того, присутність ванадію достовірно встановлена в цирконі, агнетиті-гематиті і бранериті Ватутінського, в уранініті Мічурінського та в піриті Северинівського родовищ. Так чи інакше, експлуатаційні відвали уранових родовищ альбітитової формації за будь яких умов будуть значно збагачені ванадієм – елементом в екологічному плані безумовно шкідливим.

Форми знаходження **нікелю і кобальту**. У вміщуючих альбітитах метаморфічних породах значна частина Ni і Co (а також Cu), очевидно, міститься у складі сульфідів, серед яких, поряд з піротином, піритом і халькопіритом, знайдені включення пентландита. Особливості розподілу цих елементів в сульфідах розглянуті нами на прикладі піриту Северинівського родовища [11, 12]. Найбільш висока концентрація нікелю

(до 235-255, в середньому 155 г/т) та кобальту (до 520, в середньому 300 г/т) пов'язана з генераціями піриту доальбітитових діафоритів і накладених на альбітити урановорудних асоціацій. В піриті альбітитів вміст Ni (108,8 г/т) і Co (219,5 г/т) нижче, але найнижча кількість цих елементів зафіксована в піриті пізніх (пост-рудних) жилок – 62,7 і 59,0 г/т відповідно.

Іншою формою знаходження Ni (і Co) у вміщуючих породах і метасоматитах, очевидно, є магнєзально-залістисті силікати – піроксени, амфіболи, біотит і, особливо, хлорити. Слід підкреслити дві важливі закономірності. По-перше, нікеленосність таких мінералів суттєво підвищується із зменшенням ступеню метаморфізму порід. По-друге, більш високою виявилась нікеленосність Mg-силікатів в порівнянні з Fe-різними видами. Підвищена нікеленосність хлориту підтверджується матеріалами Ю.П. Сторова [2] відносно хлориту Мічуринського родовища. Дані цього автора по піритах Мічуринського родовища співпадають також з наведеними вище матеріалами про підвищену концентрацію Ni в піриті діафоритів Северинівського родовища. Деяка кількість Ni та Co може ізоморфно входити і до магнетиту.

На підтвердження відмітимо, що найбільш високі концентрації нікелю на Северинівському та Ватутінському родовищах (500-1000 г/т) пов'язані з дайками діабазових і пікритових порфіритів чи з зонами сульфідизації в діафоритах та підлужених породах, а також, хоча і в меншому ступені, з будь-якими породами

(гнейси, мігматити, діафорити, альбітити, руди), збагаченими темнокольоровими мінералами.

В зонах гіпергенезу превалюючою формою накопичення Ni і Co є адсорбування їх глинистими мінералами та гідрооксидами Fe, а також, халцедонами. Власні мінерали – анабергит і еритрин можуть утворюватись тільки при наявності в уранових рудах мінералів миш'яку.

Власне мінералів *хром*у в урановорудних метасоматитах і вміщуючих їх породах не виявлено. Можливо  $Cr^{3+}$  входить у склад темнокольорових мінералів: піроксенів і амфіболів, а також хлориту та епідоту. Так, домішка хрому відмічена для хлоритів Мічуринського родовища [2], а в довіднику «Породоутворюючі мінерали» наведені аналізи хлоритів з концентрацією  $Cr_2O_3$  від 0,54 до 7,88 % і вище.

### Халькофільні елементи.

*Форми знаходження свинцю.* Найбільш розповсюдженою формою є радіогенний свинець, що підтверджується зміною його ізотопного складу в системі: первинні породи – тектоніти (діафорити) – альбітизовані породи і безрудні альбітити – продуктивні альбітити – уранові руди (табл. 3). Якщо у вміщуючих породах і безрудних альбітитах такий свинець розсіюється в різних U- і Th-вміщуючих породоутворюючих (і/чи акцесорних) мінералах, то в продуктивних альбітитах та U рудах він може формувати власне Pb мінерали в зв'язку з мінералами урану.

**Таблиця 3.** Ізотопний склад Pb в рудах і вміщуючих породах Северинівського родовища.

**Table 3.** Isotope composition of Pb in ores and host rocks from the Severynivske deposit.

Вибірка (n)	Pb <sup>206</sup>		Pb <sup>207</sup>		Pb <sup>208</sup>		Pb <sup>204</sup>	
	варіації	середнє	варіації	середнє	варіації	середнє	варіації	середнє
1 (7)	25,8-34,4	30,6	17,9-20,4	19,6	44,6-52,5	48,6	1,0-1,5	1,2
2 (4)	30,3-48,4	35,8	15,7-20,2	17,5	33,9-51,0	45,5	1,0-1,3	1,2
3 (13)	26,0-58,9	36,5	14,8-21,7	18,3	25,5-50,8	44,1	0,5-1,5	1,1
4 (14)	26,8-51,8	36,6	11,9-21,7	18,5	32,1-51,3	43,8	0,8-1,4	1,1
5 (23)	26,2-87,4	45,7	7,7-22,3	17,0	4,2-50,2	36,2	0,5-1,5	1,1
6 (14)	53,2-85,4	75,6	8,9-14,5	11,7	5,2-31,4	12,1	0,3-0,9	0,6
7 (20)	75,1-89,2	83,6	7,4-11,6	9,4	2,1-14,79	6,5	0-0,8	0,5

*Примітка.* Вибірки: 1 – вміщуючі породи – гнейси, мігматити, граніти, пегматити; 2 – мікроклініти; 3 – діафоритовані породи, діафорити; 4 – альбітизовані породи; 5 – альбітити безрудні; 6 – альбітити слаборудні; 7 – альбітити рудні. Дані, %, випробування з горизонтів 530, 620, 710 м.

Концентрація PbO (%) в головних уранових мінералах родовищ альбітитової формації [2, 3] витримується приблизно на одному рівні, відповідно вмісту урану: в уранініті (і настурани) вона, в основному завищена (16,8-20,5) в порівнянні з бранеритом (1,6-12,0) і ненадкєвитом (1,2-11,9); нижче всього вона в давидиті (3,3-5,6). Очевидна схожість складу ненадкєвиту з бранеритом підтверджує припущення [2], що ненадкєвит є продуктом древнього окислення бранериту.

Виключенням є гідронастурани із зони гіпергенезу Мічуринського (PbO 1,0 %) і уранініт Северинівського родовищ (1,2-2,8 %), розповсюджені від поверхні до

глибини 1000 м у вигляді кристалів та ксеноморфних зерен разом з гематитом. Уранініт відноситься до кальцієвого безсвинцевого різновиду, в якому високий вміст урану ( $U_3O_8$  76,9-80,7 %), виходячи із прийнятого віку родовища (1750 млн. років за даними Д.М. Щербака), не відповідає кількості свинцю. На думку І.Г. Мінеєвої [2] такий уранініт, утворився як продукт постальбітитового відновлювального епігенезу, саме тому в окислювальних умовах він може легко розчинятись.

Мінеральні форми свинцю в уранових мінералах встановлені детальними, в тому числі електронно-мікроскопічними дослідженнями [2, 3]. Зокрема, ви-

вчення бранериту Северинівського родовища показало, що свинець у ньому фіксується у вигляді галеніту, самородного свинцю чи фази  $PbUO_4$ .

Ці ж мінерали (галеніт і самородний свинець) встановлені у складі ненадквиту і перевідкладених уранініту та кофініту Мічуринського родовища, включаючи рудопрояв Обгінне. Широко розповсюджений галеніт в зв'язку з урановою мінералізацією також і в рудах Новокостянтинівського родовища, причому, не тільки в первинних рудах, але і в зоні гіпергенного збагачення, де виникає роз'єднання Pb з Cu та Zn. В зоні неоген-четвертинного окислення цього родовища виявлені вторинні мінерали свинцю: ванадиніт (ванадат Pb),

англезіт (сульфат Pb), а також реліктовий галеніт.

Звичайний (не радіогенний) свинець також не рідкість, причому підвищені, аж до промислових концентрації Pb (+Zn, Cu і інші елементи) завжди пов'язані з сульфідною мінералізацією. Як приклад наведемо Северинівське родовище. При вивченні горизонту 620 м в складі безрудних альбітитів периферійної частини рудної зони нами виявлені чисельні прожилково-вкраплені прояви сульфідної мінералізації (пірит, халькопірит, сфалерит, галеніт) в асоціації з кварцом, анкеритом, гематитом, флюоритом. Вміст Pb тут досягає 1 %, при кількості  $Pb^{206}$  26,2-28,8 %. З інших металів в підвищених концентраціях відмічаються Zn (1%) і Ag (до 10 г/т).

**Таблиця 4.** Вміст халькофільних елементів, золота і срібла (г/т) в піриті Северинівського родовища (за даними Ю.О. Фоміна).  
**Table 4.** The content of chalcophilic elements, gold and silver (g / t) in the pyrite from the Severynivske deposit (according to Yu. O. Fomin).

Породи (n)	Pb	Ag	Zn	Cu	Au
1 (6)	14-760	0,5-40	95-630	0,5-912	0,04-2,2
2 (10)	90-13000	0,5-60	50-850	0,5-110	0,03-1,2
3 (11)	45-1850	0,5-15	0,5-160	0,5-648	0,04-0,43
4 (7)	200-1800	0,5-7	25-1000	2-640	0,06-0,8
5 (2)	180-1300	1-5	120-900	0,5-88	0,25

*Примітка.* 1 – діафторовані породи, діафторити; 2 – альбітизовані (підлучені) породи; 3 – альбітити безрудні; 4 – альбітити слабрудні; 5 – альбітити рудні. Концентрація елементів в монофракціях піриту визначена на атомно-абсорбційному спектрофотометрі AA-8500.

Додатково нами досліджено склад піриту (найбільш розповсюдженого сульфїду). При надто нерівномірному розподїлу Pb і деяких інших елементів (табл. 4) їх концентрація досягає максимальних значень в генераціях мінералу, пов'язаних переважно з діафторитами, часто підлученими, та безрудними альбітитами. Можливо, ця група елементів пов'язана з мікрвключеннями в піриті Ag-вміщуючого галеніту, сфалериту і халькопіриту, а також самородного золота. Тим більше, що самородне золото в асоціації з сульфїдами (пірит, халькопірит, сфалерит) нами виявлено в аналогічних породах Північно-Коноплянської дїльниці [12]. Підкреслимо при цьому, що частина сульфїдного свинцю, особливо значна в продуктивних альбітитах, має радіогенне походження, це положення добре ілюструється табл. 4.

Характерною формою існування Pb та Zn в альбітитах і рудовміщуючих породах за деякими даними може бути їх ізоморфне входження в породоутворюючі мінерали. Носіями Zn в породах гранітоїдного ряду можуть бути гідроксил-вміщуючі біотит і амфіболи, де  $Zn^{2+}$  заміщує  $Mg^{2+}$  та  $Fe^{2+}$ ;  $Pb^{2+}$  в обмежених кількостях може ізоморфно заміщати  $Ca^{2+}$  і  $Si^{2+}$ , а також  $K^{1+}$ . Серед мінералів-носіїв цих елементів, у нашому випадку кількісно домінують польові шпати, в основному, олігоклази і мікроклїн.

Співвідношення урану, свинцю, а також вірогідних ізоморфних його «партнерів» у польових шпатах альбітитів наведені в табл. 5. Для олігоклазу найбільш

реальною формою входження Pb в решітку є заміщення їм стронцію і кальцію; вміст U тут відносно невисокий, кількість Pb в 2,5-3 рази перевищує кларк, його ізотопний склад (%):  $Pb^{206}$  26,3;  $Pb^{207}$  20,3;  $Pb^{208}$  52,2;  $Pb^{204}$  1,2 відповідає свинцю первинному, тобто який увійшов в мінерал в момент його утворення. У мікроклїні Pb може ізоморфно заміщати K. Кількість Pb (і U) тут в середньому така ж, як у олігоклазі (вміст Pb стійко вище кларкового); ізотопний склад свинцю (%):  $Pb^{206}$  25,9-39,4;  $Pb^{207}$  19,3-21,2;  $Pb^{208}$  39,8-52,3;  $Pb^{204}$  1,2-1,5 свідчить скоріш про метасоматичне його походження, ніж про суттєву радіогенну домішку.

Для альбіту переважною буде саме радіогенна домішка. Власне в альбітитах з фоновим вмістом урану (2,7-7,1 г/т) кількість свинцю нижче кларку (3-9 г/т), а його ізотопний склад (%) близький до такого для свинцю первинного:  $Pb^{206}$  26,7-31,7;  $Pb^{207}$  16,4-22,0;  $Pb^{208}$  50,0-50,8;  $Pb^{204}$  1,1-1,3. В альбітитах з завищеним (але не промисловим) вмістом урану (17,1-37,8 г/т) концентрація свинцю перевищує кларк (18-63 г/т), ізотопний склад його порушений:  $Pb^{206}$  43,8-82,4;  $Pb^{207}$  11,0-18,5;  $Pb^{208}$  6,3-36,8;  $Pb^{204}$  0,3-0,9. В рудних альбітитах з промисловим вмістом урану (904,2 г/т) кількість свинцю аномальна (435 г/т), ізотопний його склад типовий для руд:  $Pb^{206}$  86,0;  $Pb^{207}$  7,6;  $Pb^{208}$  6,6;  $Pb^{204}$  0,8.

Наведена інформація досить переконливо демонструє високу вірогідність накопичення в промислових відходах свинцю, цинку і міді.

**Таблиця 5.** Вміст свинцю та деяких інших компонентів у польових шпатах Северинівського і Ватутінського родовищ (Ю.О. Фомін)

**Table 5.** Content of lead and some other components in the feldspars from the Severynivske and Vatutinske deposits (Yu. O. Fomin)

Мінерал (n)	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Sr	U	Pb
	ваг. %.			г/т		
Олігоклаз (3)	3,13	7,79	1,70	395,5-470,3	5,7-12,3	41-49
Мікроклін (9)	0,16-0,99	1,75-4,00	10,75-13,49	32,6-348,3	6,6-27,0	24-63
Альбіт (10)	0,40-2,48	9,58-12,14	0,09-0,29	36,1-186,7	2,7-904,2	3-435

*Примітка.* Кількість петрохімічних компонентів надано на основі повного силікатного аналізу (приведено до 100 %). Концентрації мікроелементів визначені на установці АРФ-6.

**Молібден.** Спеціальних досліджень форм молібдену у складі альбітитових родовищ не проводилось. Наші аналітичні дані по Северинівському і Ватутінському родовищам в цілому підтверджують висновок [17] про зв'язок основної маси елемента з польовими шпатами. Із польових шпатів стійко підвищеною концентрацією молібдену (г/т) характеризується мікроклін – від 10 до 60, в середньому 26,9 (13 зразків); в олігоклазі кількість його дещо нижче – 5-50, в середньому 23,3 (9 зразків); в альбіті найнижча – 3-50, в середньому 18,4 (14 зразків). Треба відзначити, що в мікроклінізованих дайкових діабазях (т.зв. «сієніт-порфірах») вміст молібдену близький до такого в монофракціях мікрокліну: 26,0 г/т (5 зразків).

Про вміст молібдену у кварці вихідних порід судити важко, але в ділянках розвитку епігенетичного кварцового парагенезису без очевидних сульфідів кількість молібдену (в середньому по 11 зразкам) також підвищена (18,4 г/т). На ділянці з розвитком кварц-анкеритового з піритом, галенітом, сфалеритом і халькопіритом парагенезису на Северинівському родовищі (горизонт 620 м) зафіксована найбільш висока концентрація Мо (до 50-100 г/т), а також Ag (до 10 г/т), Pb (до 1 %), Zn (до 1 %).

У складі діафторитової і альбітитової з піритом асоціацій Северинівського родовища молібден в значних кількостях присутній завжди, хоча вміст його (г/т) варіює в широких межах: від 3-10 до 20-60. В одному зразку слаборудних альбітитів (з піритом і мінералами урану), розвинутим по діафторованим гранітам, концентрація молібдену досягає 100 г/т. Тим не менш, аналіз монофракцій піриту цього родовища присутності молібдену не показав. Ми не виключаємо можливості розвитку елемента в кварц-сульфідних і сульфідних асоціаціях у формі власних тонкодисперсних сульфідів (молібденіт, іордизіт), тим більш, що молібденіт встановлений М.Г. Корневою в урановорудних альбітитах Партизанського родовища, а також М.М. Воскресенською та ін., у складі кварц-сульфідних парагенезисів Жовторічінського залізо-уранового (також альбітитового) родовища.

**Вісмутова** мінералізація безпосередньо в альбітитах не встановлена, але широко розвинута на північних флангах Мічурінського родовища (рудопрояр Обгінне), а також в межах золоторудної частини Юрі-

ївського рудного поля (родовище Східно-Юрїївське). Власне вісмутова мінералізація складається самородним вісмутом і жозеїтом (Bi<sub>4</sub>TeS), знайдений також водний оксид U і Bi – ураносферит (Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·2UO<sub>3</sub>·3H<sub>2</sub>O). Підвищений вміст Bi (0,01 %) підмічено Ю.П. Єгоровим [3] і у складі казоліту та ненадквиту у уранових рудах Мічурінського родовища.

#### Рідкісні та рідкісноземельні елементи.

Головною формою знаходження **цирконію** в альбітитах і вмшуючих породах є циркон, а також його урановий різновид – малакон. Саме від вмісту цього мінералу залежить концентрація елемента. Найбільш детально склад циркону описано М.С. Ходоровським [2] для Новокостянтинівського родовища, де кількість його сягає 100-600 г/т. Характерними елементами-домішками, ізоморфно заміщуючими Zr, є Hf (6000-25000), Y(1000-10000), Sr (20-200), U (120-1100), Pb (30-400), Th (25-1000). В дужках наведений вміст (г/т) за даними рентгено-флюорисцентного аналізу на установці АРФ-6. Важливо підкреслити, по-перше, наскрізний характер розповсюдження циркону (як реліктового, так і новоутвореного) у всіх зонах метасоматичної колонки та, по-друге, вкрай нерівномірний характер розподілу елементів-домішок у різних генераціях мінералу, як і в метасоматичних зонах. Часто реліктовий циркон зовнішніх (непродуктивних) зон є носієм найбільш високих концентрацій Hf, Y, Sr, U. Така нерівномірність розподілу елементів-домішок, на думку авторів, свідчить про неодноразовий перерозподіл елементів у ході рудоутворюючого лужного метасоматозу.

В зоні гіпергенезу Новокостянтинівського родовища, за даними І.Г. Мінеєвої та ін. [2], поряд з цирконом, присутній вторинний мінерал тажераніт – складний оксид цирконію, кальцію і титану (Zr(CaTi)O<sub>2</sub>).

З інших форм знаходження цирконію в альбітитах, в тому числі рудних, згідно з тими ж авторами, відмічаються Zr-вмшуючі мінерали урану, зокрема бранерит Северинівського і Ватутінського родовищ (ZrO<sub>2</sub> 0,2-0,9 %), та уранініт Мічурінського родовища (1,8-2,1 %).

Відносно **берилію**: в деяких уранових мінералах Мічурінського родовища (кофініт, давідіт, казоліт) домішка Be складає 0,001-0,01 % (10-100 г/т) [2, 3].



Головним його носієм є польові шпати і слюди (в нашому випадку біотит), які при вивітрянні стають основним джерелом елементу в екзогенних процесах [14]. В загалі вважаємо, в альбітитових рудах і вміщуючих їх породах основна маса Be, імовірно, зосереджена в породоутворюючих мінералах, переважно Савміщуючих: польових шпатах, епідоті, інших темнокольорових складових.

Головним носієм *лантанодів*, як і торію, безумовно, є монацит. Зокрема в табл. 6 наведено дані аналізу трьох зональних кристалів монациту з архейських утворень Чортомлицької зеленокам'яної структури, про

які згадувалося вище. Номери кристалів відповідають зовнішнім їх зонам (1,1; 2,1; 3,1) і внутрішнім (1,2; 2,2; 3,2) У дужках вказана кількість визначень. Аналізи зроблені на мікροаналізаторі фірми «JEOL» JCXA-733 (%).

Зовнішні зони на відміну від внутрішніх збагачені ураном і торієм, тобто чералітовим та хатонітовим мінералами. Відрізняються ці зони також і спектром рідкісних земель: крайові ділянки мають підвищений вміст неодиму, більш важкого з лантанодів, і в середньому знижений вміст лантану, церію та празеодиму (легких лантанодів).

**Таблиця 6.** Склад монациту в Au-Fe рудах Балки Широкої (Чортомлицька структура) [13].

**Table 6.** The composition of monazite in the Au-Fe ores from the Balka Shyroka (Chortomlytska structure) [13].

Елемент	1.1 (4)	1.2 (3)	2.1 (2)	2.2 (3)	3.1 (2)	3.2 (2)
CaO	0,48	0,18	0,42	0,24	0,76	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,72	30,04	28,85	29,98	29,38	29,70
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,46	32,60	31,60	31,42	29,86	33,00
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,43	14,68	17,82	16,11	15,50	9,81
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	6,75	5,52	6,14	6,00	7,56
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,56	8,16	6,52	7,09	6,99	10,00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	2,62	2,47	2,61	2,54	2,19
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,21	0,35	0,30	0,28	0,66
ThO <sub>2</sub>	3,54	0,64	2,27	0,99	5,42	0,92
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,06	-	0,07	-	0,12	0,50
SiO <sub>2</sub>	0,20	0,10	0,24	0,22	0,45	-
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	-	0,01	-	0,02	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	2,00	1,00	1,80	0,11	0,08
F	0,66	0,32	0,35	0,23	0,34	0,32
Сума	96,46	98,30	97,49	97,13	97,77	95,22

### Елементи-індикатори.

Форми знаходження *стронцію, барію і рубідію*. Власне стронцієвих мінералів у вивчених родовищах не встановлено. Порівняння концентрацій стронцію в породах і рудах ураноносних альбітитів та монофракцій польових шпатів двох об'єктів (табл. 7) дає основу для висновку, що суттєва частина цього елементу у вміщуючих породах пов'язана саме з польовими шпатами – олігоклазом і мікрокліном. В плагіоклазах Sr<sup>2+</sup> ізоморфно заміщує Ca<sup>2+</sup>, в мікроклінах передбачається гетеро валентний ізоморфізм Sr і K за типом (K<sup>1+</sup> Si<sup>4+</sup>) - (Sr<sup>2+</sup>Al<sup>3+</sup>) [15]. Визначений нами вміст в цих польових шпатах цілком порівняний з наведеними у згадуваній роботі.

В польових шпатах також визначені деякі мікродомішки (табл. 7), які, з одного боку, відображають процес формування уранових родовищ (уран, торій, радіогенний свинець), а з іншого, характерні саме для цієї групи мінералів (барій, рубідій, стронцій і частково свинець).

Найбільш інформативними для польових шпатів вивчених родовищ є рубідій і стронцій, а також рубідієво-стронцієве відношення. Рубідій, як геохімічний аналог калію, характеризується переважним накопиченням в мікрокліні, де встановлено стійко найбільш високий його вміст. В плагіоклазі концентрація рубідію значно

знижується. В метасоматичному альбіті кількість його падає аж до значення нижче порогу чутливості аналізу. Стронцій, як відомо, пов'язаний з анортитовим (кальцієвим) мінералом. Тому максимальна його концентрація притаманна плагіоклазу. У мікрокліні вміст стронцію нерівномірний, але часто залишається підвищеним, особливо у зразках мігматитів і гранітів з підвищеною кількістю анортиту. Альбіт також характеризується нерівномірним розподілом елементу. І тут найбільша його кількість пов'язана з анортитовим мінералом, якого в альбіті навіть більше. Можна передбачити, що первинно увесь стронцій знаходився у плагіоклазі, але в результаті метасоматичного натрієво-карбонатного процесу увійшов у структуру карбонатів, при цьому незначна його частина лишилась в структурі альбіту. Відношення Rb/Sr дозволяє упевнено розрізняти ці три типи польових шпатів.

Кількість барію в лужних польових шпатах при нерівномірному розподілу обумовлено, скоріш за все, характером метасоматозу; більш високе воно в мікрокліні у порівнянні з альбітитом. Підвищенні концентрації барію в наших зразках близькі до значень у лужних польових шпатах із гранітоїдів центральної частини щита (зокрема, кіровоградського типу), які належать до амфіболітової фації [16].

**Таблиця 7.** Вміст мікроелементів (г/т) в польових шпатах альбітитів Северинівського і Ватутинського родовищ.**Table 7.** The content of trace elements (g/t) in the feldspars of albites from the Severynivske and Vatutinske deposits.

n	U	Th	Pb	Ba	Rb	Sr	Rb/Sr
Олігоклаз з домішкою мікрокліна і альбіту ( $K_{0,1} Na_{0,7} Ca_{0,1} O_{0,9} (Si_{2,9} Al_{1,2})_{4,1} O_8$ )							
3	5,7-12,3	<2-9,5	41-49	-	246,3-274,5	395,5-470,3	0,52-0,69
Мікроклін ( $K_{0,63} Na_{0,3} Ca_{0,02} O_{0,95} (Si_{2,85} Al_{1,2})_{4,05} O_8$ )							
9	6,6-27,0	<2-5,6	7-63	120-3200	278,8-350,6	32,6-348,3	0,80-10,75
Альбіт метасоматичний ( $K_{0,01} Na_{0,92} Ca_{0,07} O_{1,0} (Si_{2,8} Al_{1,2})_{4,0} O_8$ )							
10	2,7-904,2	<2-37,2	3-435	120-1200	<2-13,9	36,1-186,7	0.005-0,14

*Примітка.* Вміст урану, торію, свинцю, рубідію і стронцію визначено на приладі АРФ-6; кількість барію – спектральним методом. Формули мінералів розраховані за даними силікатних аналізів для вказаних родовищ. Матеріали Ю.О. Фоміна.

Враховуючи геохімічну близькість свинцю до стронцію, можна передбачити особливо активне входження обох елементів в кристалічну решітку плагіоклазу. Дійсно, у всіх зразках олігоклазу найбільш високої концентрації стронцію відповідає підвищена стійка кількість свинцю. В мікрокліні таке витримане співвідношення порушується. Зниження кількості стронцію може супроводжуватись зниженням вмісту свинцю. Але вміст свинцю може зберігатись на попередньому рівні чи навіть збільшуватись, «компенсуючись» радіогенною домішкою. В метасоматичному альбіті поблизу рудних зон

рівновага в цій парі елементів зовсім порушується. При нерівномірному зменшенні вмісту стронцію свинець чи майже повністю виноситься, чи різко кількісно зростає паралельно з накопиченням урану (до промислових концентрацій), тобто за рахунок радіогенної домішки. Вміст  $Pb^{206}$  може досягати 86,0 %. В альбіті обох родовищ кількість Sr помітно знижується, тоді як в самих альбітитах (і особливо в рудних) вона підвищується. Отже, в ряду породи едукту – альбітиту – руди частково відбувається зміна форм стронцію.

**Таблиця 8.** Характеристика зразків з аномальним вмістом Sr, Северинівське родовище**Table 8.** Characteristics of samples having anomalous Sr content, the Severynivske deposit

№ зразка	Порода	Мінерали-концентратори	Sr, г/т	CaO	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ZrO <sub>2</sub>
				Вміст, %			
6	Альбітиту рудні	Карбонат, епідот	1000	12,64	-	-	0,043
7		Анкерит, епідот	500	9,00	-	-	-
141		Карбонат, апатит, епідот, циркон	1000	6,16	4,59	0,371	0,135
144	Альбітиту безрудні	Карбонат, апатит	1000	3,38	2,06	0,207	0,022
158		Карбонат, епідот	500	6,22	4,12	0,091	0,054
261		Карбонат, апатит	1000	3,88	2,25	0,144	0,054
262		Карбонат, апатит	1000	3,58	2,39	0,122	0,022

*Примітка.* Стронцій визначено спектральним методом, решта компонентів – хімічним. Матеріали Ю.О. Фоміна.

Крім польових шпатів, із можливих мінералів-концентраторів стронцію, характерних для альбітитів, можна виділити наступні (в дужках дано вміст SrO, %, за В.В. Бурковим [15]): карбонати – кальцит і анкерит (до 2,66-3,66), апатит (до 13,7), сфен (до 1,04), епідот і цоїзит (2-2,5), а також циркон. Наведена в табл. 8 характеристика безрудних і рудних альбітитів Северинівського родовища демонструє зв'язок аномальної кількості Sr з підвищеним вмістом компонентів, які входять у склад вище перерахованих мінералів, як мінімум, карбонатної, апатитової, цирконової і, можливо, епідотової складових. Цікаво відмітити встановлений в одному і тому же зразку (7) перехід з паралельним зменшенням вмісту Sr (від 1000 до 50 г/т) та CaO (від 9,00 до 1,82 %), а також різким падінням ураноносності (від 4785 до 218 г/т) при кількісному зниженні продуктивної мінеральної асоціації, яка включає карбонат анкеритового складу. Показове й підвищення концентрації Sr (400-1626 г/т) в зональних клінопіксен-амфібол-карбонатних з апатитом породах Юрїївського рудного поля, яка супроводжується

високим вмістом CaO (8,51-21,17 %) і CO<sub>2</sub> (0,36-1,10 %). В монофракціях кальциту того ж родовища вміст Sr (г/т) різко зростає від діафоритового парагенезу (133-226) до альбітитового (952) і потім також різко знижується в пізніх жилах (199). Кількість урану практично не змінюється (2,6-6,8 г/т).

Особливо показова поведінка стронцію в апатиті. Саме цей елемент найбільш контрастно реагує на зміну фізико-хімічних умов середовища мінералоутворення: його вміст суттєво збільшується в реліктових апатитах внутрішніх зон альбітитів, у порівнянні з зовнішніми, досягаючи аномальних значень в апатитах новоутворених. При цьому слід враховувати значне розповсюдження апатиту (до 1000 г/т) у всіх типах альбітитів. Концентрація стронцію в цирконах значно нижче, максимум її приходить на реліктовий циркон високотемпературних різновидів альбітитів, причому, що особливо важливо, авторами підкреслюється тенденція до перерозподілу Sr в цирконах різних зон і типів метасоматитів.

**Таблиця 9.** Вміст Sr (г/т) в апатитах і цирконах Новокостянтинівського родовища (по даним М.С. Ходоровського – аналіз на установці АРФ-6 [2]).

**Table 9.** The content of Sr (g/t) in the apatites and zircons of the Novokostyantynivske deposit (according to M.S. Khodorovskiy - analysis on the installation of ARF-6 [2]).

Породи, зона	Генерація мінералу	Апатит	Циркон
Граніти з альбітом зовнішньої зони	Реліктовий	100-120	70-80
Альбітита центральних зон	Реліктовий	500-1500	-
Альбітита егірин рібекитові	Реліктовий	-	35-45
Зовнішні зони гранат-діопсид альбітитів	Реліктовий	-	20-30
Ті ж центральних зон	Реліктовий	-	60-200
Альбітита всіх зон	Новоутворений	3500-6800	10-30
Кількість мінералу в альбітитах, г/т		до 1000	100-600

Наведеної інформації цілком достатньо для безпечного висновку, що в ході експлуатації уранових родовищ Інгульського мегаблоку майже весь стронцій (а також рубідій і барій) будуть накопичуватись у хвостосховищах із усіма екологічними наслідками.

**Сірка:** проведені на Северинівському родовищі дослідження (табл. 10) дозволяють впевнено виділити дві форми сірки: сульфідну і сульфатну. Сульфідна сірка переважає у всіх типах порід і руд, а в породах субстрату, включаючи доальбітитові метасоматичні про-

дукти та діафорити, фактично є єдиною. Сульфатна сірка утворює стійку домішку в альбітитах, в тому числі рудних їх різновидах. В вихідних породах кількість сульфідної сірки змінюється від 0,02 до 0,32 % (максимум в діафоритах і діабазях) при наявності SO<sub>3</sub> на рівні слідів, до 0,01 % в одиничних зразках. В альбітизованих породах і альбітитах концентрація сульфідної сірки дещо зростає до 0,61-0,82 %, одночасно з'являється доволі стійка домішка SO<sub>3</sub> (до 0,09 %).

**Таблиця 10.** Розподіл сірки в урановорудних альбітитах Северинівського родовища [12])

**Table 10.** The distribution of sulfur in uranium-bearing albitites of the Severynivske deposit [12])

Вибірка	Сірка сумарна			Сірка по формам				
	Число проб	S загальна, %		Число проб	S сульфідна, %		SO <sub>3</sub> -іон, %	
		варіації	середнє		варіації	середнє	варіації	середнє
1	12	0,010-0,395	0,089	3	0,03-0,07	0,043	сл	сл
2	7	0,005-0,064	0,035	1	0,02	0,020	0,01	0,010
3	10	0,006-0,074	0,039	4	0,02-0,32	0,105	сл	сл
4	6	0,009-0,127	0,049	8	0,02-0,82	0,244	до 0,05	0,016
5	6	0,011-0,338	0,143	9	0,02-0,80	0,271	до 0,09	0,013
6	2	0,017-0,238	0,128	4	0,06-0,61	0,235	до 0,02	0,005
7	3	0,022-0,046	0,034	1	0	0	0	0
8	3	0,032-0,466	0,194	2	0,12-0,22	0,170	до 0,01	0,005

*Примітка.* Вибірки: 1. Вміщуючі породи (гнейси, мігматити, граніти, пегматити). 2. Мікроклініти. 3. Діафторовані породи, діафорити. 4. Альбітизовані породи. 5. Альбітита безрудні. 6. Альбітита слабрудні. 7. Альбітита рудні. 8. Діабази дайкові, в тому числі альбітизовані. Сірка визначена хімічним шляхом; загальна – в лабораторії ГЗК, Жовті Води; за формами – в лабораторії ІГМР НАН України.

Сульфідна сірка представлена, в основному, піритом із складною геохімією, яка скоріш за все визначається мікрровключеннями інших сульфідів (піротину, Ag-уміщуючого галеніту з нормальним свинцем, сфалериту і халькопіриту), самородного золота, а також радіогенного свинцю в неясній формі [12].

Сульфатна форма сірки представлена баритом у вигляді тонких включень у польових шпатах, що підтверджується високим рівнем позитивного кореляційного зв'язку між SO<sub>3</sub> і Ba в монофракціях мікрокліну і альбіту ( $r = +0,74$ ). Окремі включення цього мінералу виявлені і при лабораторному виділенні монофракцій піриту з альбітитів. Як відомо, характерною ізоморфною домішкою в баритах є стронцій, аж до утворення твердого розчину барит-целестин. У нашому випадку при доволі високій концентрації Sr, не можливо виключити такої домішки, в тому числі формування саме баріоцелестину, хоча величина коефіцієнту кореляції між SO<sub>3</sub> і

Sr (+0,21) скоріш за все вказує на належність Sr безпосередньо до польовошпатової складової. Найбільш висока концентрація Sr встановлена в олігоклазах.

З урахуванням дуже характерної домішки барію в лужних польових шпатах, де він звичайно ізоморфно заміщує калій (натрій), формування бариту в зв'язку з мікрокліном і альбітом, очевидно, обумовлене підвищенням окисного потенціалу у ході урановорудного процесу та відповідно окисненням частини сульфідної сірки до сульфатної з наступним об'єднанням SO<sub>3</sub> і Ba. Тобто формування бариту по відношенню до вихідних польових шпатів є вторинним і притаманне саме натрієвому метасоматозу.

## Висновки

1. Серед форм знаходження урану у системах альбітитових родовищ виділено чотири. Це (1) власне уранові мінерали: первинні – бранерит, уранініт, настуран

та деякі інші і вторинні – оксиди, гідроксиди, силікати, фосфати, ванадати урану; (2) високо радіоактивні акцесорні мінерали – циркон та його різновиди, монацит, апатит; (3) уран, розсіяний в породо- і рудоутворюючих мінералах; (4) уран мобілізований (сорбований) вторинними мінералами.

2. Формами знаходження супутніх металів можуть бути як особисті концентратори тих чи інших металів, так і звичайні породоутворюючі мінерали. До перших відносяться саморідні метали – золото, вісмут, свинець; сульфідів Cu, Zn, Pb, Ni, Co; монацит (Th), циркон (Zr, Th). Прикладами другої групи мінералів є польові шпати з рубідієм, стронцієм, свинцем; егірін, рібекит, сфен з ванадієм. При розробці уранових родовищ всі ці мінерали ідуть у промислові відвали зі всіма економічними і екологічними наслідками.

3. Для сірки виділяємо дві форми: сульфідну і сульфатну. Сульфідна сірка представлена, в основному, притом із складною геохімією, яка скоріш за все визначається мікрочленими інших сульфідів або самородних металів і яка частіше формується у відновлювальних умовах. Сульфатна форма сірки представлена баритом або баріоцелестином у вигляді тонких включень у польових шпатах, що підтверджується високим рівнем позитивного кореляційного зв'язку між  $SO_3$  і Ba (можливо і Sr) в монофракціях мікрокліну та альбіту. Ця форма свідчить про окислювальні умови альбітитового процесу.

4. У мезоархейському золоторудному родовищі Балка Широка виявлено торій-рідкісноземельну мінералізацію, причому у складі монациту встановлено три мінеральні фази: монацитову, чералітову і хатонітову, з яких торієносними є тільки дві останні. Максимальна торієносність притаманна хатонітовому міналу (силікату торію). У разі зональних кристалів монациту концентрація торію у крайових зонах (в середньому) в 2,3-5,9 разів вище порівняно з внутрішніми зонами.

5. Найбільш висока рухливість металів фіксується в області підземних і поверхневих вод, а також у ґрунтах

та верхніх частинах кори вивітрювання. Тут, судячи з розрахованих коефіцієнтів рухливості, до рухливих і навіть високо рухливих елементів типу розсіювання відносяться Ag, Ni, Co, Zn, V, Cu, Cr, Mo, Mn, Pb, а до стабільних елементів – Zr, Y, Ti. Із радіоактивних металів найбільша рухливість притаманна урану (найбільш широкі вторинні ореоли), радій концентрується ближче до первинних уранових руд, відносно стабільним є торій, пов'язаний з монацитом.

6. На Северинівському родовищі ураніт (часто в асоціації з гематитом) представлений безсвинцевим кальцієвим різновидом і є продуктом постальбітитового, тобто молодого, відновлювального епігенезу. З урахуванням геолого-геохімічних характеристик альбітитових родовищ, а також ландшафтно-геохімічних особливостей Інгульського мегаблоку (взаємоперехід лісостепової і степової зон), регіон здається дуже перспективним для формування молодих поверхневих концентрацій урану і елементів-супутників (Ni, Co, Zn, V, Cu, Mo, Pb).

7. Всі описані складові рудної маси родовищ альбітитової формації, крім безпосередньо уранових мінералів, є відходами промислової розробки, які були (і будуть) складовані. По суті це подрібнений мінеральний концентрат, збагачений ураном та вище перерахованими домішками і поміщений в умови гіпергенних процесів, сприятливих для окислювання та розкладання. При цьому абсолютно прогнозованим є виніс металів (у більшості випадків отруйних) атмосферними водами в сучасну гідромережу, подальшу їх міграцію у систему підземних вод, поступове проникнення у ґрунти і біологічні об'єкти. Враховуючи особливості складу пухких відкладень, кліматичні зміни і коливання рівня ґрунтових вод регіону, можливо розтягнення вказаних процесів на невизначений час. І, якщо природні вторинні концентрації урану і його супутників, що ймовірно утворюватимуться, можуть розглядатись як корисні копалини, то розсіювання цих же металів у водах, ґрунтах та біологічних об'єктах слід віднести до дуже шкідливих утворень.

#### Література.

1. Фомін Ю.О., Деміхов Ю.М., Верховцев В.Г. та ін. Елементи-супутники уранового зрудення альбітитової формації Українського щита та їх вплив на навколишнє середовище. Екологічна безпека та технології захисту довкілля. 2019. № 1.
2. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Отв. редакторы Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.
3. Закономерности образования и размещения урановых месторождений Украины. Отв. редактор Я.Н. Белевцев. Киев: 1968. 763 с.
4. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Сушук Е. Г. Система урановорудных альбититов как потенциальный источник поверхностных месторождений урана и/или техногенной опасности. Геохимия та екологія. Київ. 2010. Вип. 18, с. 31-49.
5. Минеева И.Г. Минералого-геохимические аспекты формирования ураноносных альбититов докембрия. Сов. геология. 1986. № 3, с. 87-93.
6. Фомин Ю.А. Торій в урановорудних альбититах Кіровоградського мегаблоку. Збірник наукових праць ІГНС НАН України. Київ. 2013. Вип. 22, с. 144-160.
7. Туровский С.Д., Абакиров Ш.А. К геохимии тория в гидротер-
8. Шнюков Е.Ф., Кулиш Е.А., Орловский Г.Н. и др. Ванадий в породах и рудах Украины. Киев: ОМГОР, 2009. 216 с.
9. Фомин Ю.А. Поведение ванадия в процессах формирования и разрушения месторождений урановорудных альбититов Украинского щита. Геохимия та екологія. Збірник наукових праць ІГНС НАН України. Київ, 2012. Вип. 20, с. 59-75.
10. Мельниченко Б.Ф., Синицын В.А., Коваль В.Б. Метасоматиты Желтореченского ванадий-скандиевого месторождения. Докл. АН Украины. 1994, № 3, с. 117-122.
11. Фомин Ю.А., Кузнецов С.В. Кобальт и никель в пирите как индикаторы условий формирования натриево-карбонатных метасоматитов докембрия. Докл. АН УССР. Серия Б. 1988, № 5, с. 23-25.
12. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Сера в процессе эволюции урановых месторождений альбититовой формации, Кіровоградський мегаблок. Пошукова та екологічна геохімія. Київ. 2010, № 1 (10), с. 71-81.
13. Фомин Ю.А., Иванов А.С. Торій-редкоземельна мінералізація в архейських золото-железистих рудах балки Широкої (Середнє Придніпровська граніт-зеленокаменна область). Доп. НАН України.

1995, с. 101-105.

14. Мицкевич Б.Ф., Сущик Ю.Я., Самчук А.И. Физико-химические условия формирования экзогенных ореолов и потоков рассеяния бериллия. Киев: Наук. думка, 1984. 176 с.

15. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. Москва: Наука, 1964. 686 с.

16. Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К. и др. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1980. 196 с.

17. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. Москва: Недра, 1975. 392 с.

#### References.

1. Fomin Yu.O., Demikhov Yu.M., Verkhovtsev V.G. et al. (2019). *Trace elements of the uranium ore mineralization from albitite formation of Ukrainian Shield and their impact on the environment*.

2. Belevtsev, Ya.N. et al. (1995). *Genetic types and regularities in placement of uranium deposits of Ukraine*. In: Belevtsev, Ya.N., Koval, V.B. (Eds.), *Naukova Dumka*. Kyiv. UA. 396 p.

3. Belevtsev, Ya.N. et al. (1968). *Principles of formation and distribution of uranium deposits of Ukraine*. In: Belevtsev, Ya.N. (Eds.). Kyiv. 763 p.

4. Fomin Yu.O., Demikhov Yu.M., Sushchuk K.G. (2010). *The system of uranium albitites as a potential source of surface deposits of uranium and /or technological hazards*. *Geochemistry and Ecology*. Kyiv. V. 18. pp. 31-49.

5. Mineeva I.G. (1986). *Mineralogical and geochemical aspects of Precambrian uraniferous albitites formation*// *Sov. Geology*. № 3. pp. 87-93.

6. Fomin Yu.O. (2013). *Thorium in uranium albitites of the Kirovogradskiy megablock*. *Coll. Sciences. Proceedings of Institute of Environmental Geochemistry, NAS of Ukraine*. 22. pp. 144-160.

7. Turovskiy S.D., Abakirov Sh.A. (1975). *To geochemistry of thorium*

*in hydrothermal process. Radioactive elements in rocks*: Nauka. pp. 166-171.

8. Shnyukov Ye.F., Kulish Ye.A., Orlovskii G.N. et al. (2009). *Vanadium in rocks and ores of Ukraine*. Kyiv. OMGOR, 216 p.

9. Fomin Yu.O. (2012). *Behavior of vanadium in the processes of formation and destruction of uranium albitites deposits of the Ukrainian shield*. *Geochemistry and Ecology*. Kyiv. V. 20. pp. 59-75.

10. Melnichenko B.F., Sinitsyn V.A., Koval V.B. (1994). *Metasomatites of the Zheltorechenskoe vanadium-scandium deposit*// *Reports of the Academy of Sciences of Ukraine*. № 3. pp. 117-122.

11. Fomin Yu.O., Kuzenko S.V. (1988). *Cobalt and nickel in pyrite as indicator of conditions for formation of Precambrian sodium-carbonate metasomatites*// *Reports of the Academy of Sciences of Ukraine*. – Series B. – № 5. pp. 23-25.

12. Fomin Yu.O., Demikhov Yu.M. (2010). *Sulfur in the process of evolution of uranium deposits of albitite formation, Kirovogradskiy megablock*. *Prospecting and Environmental Geochemistry*. – Kyiv. № 1 (10). pp. 71-81.

13. Fomin Yu.O., Ivanov A.S. (1995). *Thorium-rare-earth mineralization in Archean gold-ferruginous ores of the Balka Shirokaya (Middle Dnieper granite-greenstone region)*// *Reports of the Academy of Sciences of Ukraine*. pp. 101-105.

14. Mitskevich B.F., Sushchik Yu.Ya. Samchuk A.I. (1984). *Physical and chemical conditions for the formation of exogenous aureoles and dispersion trains of beryllium*. Kyiv. Nauk. Dumka. 176 p.

15. *Geochemistry, mineralogy and genetic types of deposits of rare elements* (1964). V. 1. Moscow, Nauka, 686 p.

16. Usenko I.S., Rokachuk T.A., Kramarenko N.K. et al. (1980). *Alkaline feldspars of granitoids of the Ukrainian shield*. Kyiv. Nauk. Dumka. 196 p.

17. Wolfson F.I., Druzhinin A.V. (1975). *The main types of ore deposits*. Moscow. Nedra. 392 p.

#### FORMS OF FINDING URANIUM SATELLITE ELEMENTS IN ALBITITES OF THE UKRAINIAN SHIELD

**Fomin Yu.O.**, PhD (Geol.-Min.), Leading Researcher. SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine", yaf1941@gmail.com

**Demikhov Yu.M.**, PhD (Geol.-Min.), Laboratory Head, SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine", y\_demikhov@ukr.net

**Verkhovtsev V.G.**, D. Sc. (Geol.), Depart. Head, SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine, Verkhovtsev@ukr.net

**Dudar T.V.** (Geol.-Min.). Senior Researcher. SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine", tamadudar@ukr.net

*The article deals with the forms of trace elements occurrence that accompany uranium mineralization. They can be both: the concentrators themselves and common rock-forming minerals. The first include the native metals - gold, bismuth, lead; sulfides of Cu, Zn, Pb, Ni, Co; monazite (Th), zircon (Zr, Th). Examples of the second group are feldspar, rubidium, strontium, and lead; aegirine, riebeckite, sphene and vanadium. Trace elements were considered according to the following system: radioactive, siderophilic, chalcophilic, rare and rare earth elements, as well as elements-mineralizers within the studied albitite uranium deposits. Four forms of uranium are found in albitite deposit systems. These are (1) uranium minerals; (2) highly radioactive accessory minerals; (3) uranium scattered in rock and ore-forming minerals; (4) uranium mobilized (sorbed) by secondary minerals. The highest mobility of metals is recorded in the ground and surface waters, as well as in soils and upper parts of the weathering crust. Uranium turned out to be the most mobile of the radioactive metals (the widest secondary aureole), radium is concentrated closer to primary uranium ores, and thorium associated with monazite is relatively stable. Taking into account geological and geochemical characteristics of albitite deposits, as well as landscape and geochemical features of the Ingulskiy megablock (transition between forest-steppe and steppe zones), the region seems very promising for the formation of surface concentrations of uranium and accompanying elements (V, Cu, Zn, Zn Mo, Pb). All described constituents of ore mass of albitite formation deposits, except for directly uranium minerals, can be considered as uranium mining tailings that have been (and will be) accumulated. In essence, it is grinded mineral concentrate enriched in uranium and impurities described and placed under conditions of hypergenic processes favorable for oxidation and decomposition. The removal of metals (in most cases toxic ones) by atmospheric waters into hydrographic network, their subsequent migration into the groundwater system, gradual penetration into soils and biological objects is obviously can be forecasted.*

**Key words:** elements, accompanying uranium mineralization, uranium albitites, albitite formation, form of occurrence of uranium mineralization, metals mobility