

Ю.О. Фомін, В.Г. Верховцев, Ю.М. Деміхов, А.О. Студзінська

МІНЕРАЛІЗАТОРИ ТА ЇХНЬЙ ВПЛИВ НА УРАНОВЕ РУДОУТВОРЕННЯ В АЛЬБІТИТАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Уперше для уранових родовищ альбітитої формації Українського щита вивчено головні мінералізатори. Ізотопно-геохімічні методи їхнього вивчення дали змогу встановити, що мінералоутворювальна система в процесі урановорудного натрієвого метасоматозу функціонувала в режимі багаторазової взаємодії збагачених ураном формаційних (порових) розчинів і метеорних вод. За різноманіття джерел вуглецю основна роль у рудних зонах належить карбонатному вуглецю первинно-осадових порід, що гомогенізувалися на великій глибині. Показано наявність у рудоутворювальних системах альбітитових родовищ сульфідної і сульфатної сірки.

Ключові слова: Український щит, альбітитої формація, уранове родовище, мінералізатор, водовміщувальний флюїд, метеорна вода, вуглецьміщувальні компоненти, сірко-вміщувальні компоненти, ізотопи.

Вступ. До мінералізаторів належать леткі й хімічно активні, особливо в умовах високих або підвищених температур, речовини, розчинені в гідротермальних розчинах. Величезну роль у мінералоутворенні відіграє вода – розчинник і переносник компонентів. Відповідно наявність мінералізаторів у розчинах різко підвищує їхню метасоматичну хімічну активність і сприяє утворенню різноманітних мінеральних концентрацій, які за своїм складом відрізняються від порід, що вміщують зруденіння, тобто сприяють відкладанню новостворених мінералів, саме із цим пов'язана їхня назва. Наявність у рудній системі мінералізаторів, що містить вуглець, кисень, водень та сірку, надає змогу використання ізотопно-геохімічних (генетичних!) методів дослідження цих систем.

1. Водовміщувальний флюїд. Для вивчення впливу мінералізаторів на процеси рудо- та мінералоутворення ми використали систему польових шпатів. Це – найпоширеніші мінерали (55-95 % об'єму порід), що дає змогу легко виділити їх у достатній кількості для проведення різних аналітичних досліджень. Крім того, взаємовідношення польових шпатів дає змогу максимально простежити тонкощі процесів мінерало- і рудоутворення, які проявлені під час формування альбітитових родовищ урану. А саме інверсія калієвих польових шпатів, так званий «кросовер» [Мельников В.С., 2009], дає змогу досить упевнено визначити генезис водовміщувального рудоутворювального флюїду.

Польовошпатована система вивчених родовищ представлена Na-Ca плагіоклазами, олігоклазом ($K_{0,1}Na_{0,7}Ca_{0,1}O_{0,9}$ ($Si_{2,9}Al_{1,2}$) $_{4,1}O_8$), ортоклазом, мікрокліном ($K_{0,63}Na_{0,3}Ca_{0,02}O_{0,95}$ ($Si_{2,85}Al_{1,2}$) $_{4,05}O_8$), альбітом ($K_{0,01}Na_{0,92}Ca_{0,07}O_{1,0}$ ($Si_{2,8}Al_{1,2}$) $_{4,0}O_8$), ці різновиди відносяться до різних етапів мінералізації, а саме до ультраметаморфічного, післягранітизаційного і гідротермально-метасоматичного [Лазаренко Е.Е., 2010]. Докладне вивчення шліфів виявляє у складі лужних польових шпатів усі структурні складники «кросовера» [Мельников В.С., 2009, Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е., 2010]. Найбільш високотемпературним у системі рудовміщувальних польових шпатів є реліктовий ортоклаз ультраметаморфічних гранітів, кристалізація яких завершилася за температури порядку 640-650 °С [Щербаков І.Б., 2005]. Ця температура збігається з даними термобарогеохімічного вивчення флюїдних вкраплень в ортоклазі [Гнатенко О.В., 1976] і розрахунку по $\delta^{18}O$ системи калієвий польовий шпат (ортоклаз) – вода [Фомин Ю.А., Деміхов Ю.Н., 1990], а саме 630-730 °С.

Інверсія ортоклазу, який містить не більше ніж 25 % альбітового фіналу [Мельников В.С., 2009], відбувається за температури 450-500 °С. Цей інверсійний репер наявний у температурному інтервалі водовміщувального флюїду, з яким генетично пов'язаний післягранітизаційний кремніє-калієвий метасоматоз. На наявність такого флюїду вказує сам факт утворення мікрокліну, оскільки трансформація ортоклазу в мікроклін проходить

тільки у водовміщувальних системах амфіболітової фації, тоді як у «сухих» умовах гранулітової фації зберігається ортоклаз. Попри випадки знайдення ортоклазу і мікрокліну в одному кристалі, зокрема в наших зразках, ортоклаз можна вважати індикатором сухої системи (гранулітова фація), а мікроклін – флюїдонасиченої (амфіболітова фація) [Мельников В.С., 2009]. Маємо ще раз зауважити, що саме в наших зразках [Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е., 2010] виявлено всі структурні складники «кросовера».

Температура гомогенізації газиво-рідких краплень у мікрокліні, зважаючи на наші дослідження [Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е., 2009], становить 400-420 °С, у співвідношенні з мікрокліном кварці вона може бути й вищою (410-465 °С). Менш високотемпературні краплень в мікрокліні й кварці (230-300 °С і нижче) явно належать до вторинних і характеризують пізніші процеси (низькотемпературний діафорез або лужний метасоматоз). Цей висновок підтверджується нижньою межею температури гомогенізації краплень у діафоритовому кварці (260-280 °С). Тобто температурний інтервал від 465-400 до 280-260 °С можна прийняти як температуру діафоритичного змінення порід.

Отже, можна сказати, що прогресивні процеси (метаморфізм, палінгенез) і ранній кремніє-калієвий метасоматоз були генераторами та «проявником» флюїдів, причому не тільки в самих гранітно-купольних структурах, але й на західних та східних їхніх флангах. Діафорити ж у регресивних умовах могли слугувати своєрідним «накопичувачем» як розчинів, так і мобільних форм урану.

Ізотопно-геохімічні дослідження підтверджують еволюцію флюїдної системи, починаючи із сингранітизаційної і завершуючи гідротеріально-метасоматичною, що живила урановорудний лужний метасоматоз (рис. 1) [Фомин Ю.А., Деміхов Ю.Н., 1990; Фомин Ю.А та ін., 2003]. Вода, рівноважна з реліктовим ортоклазом за температури порядку 730°С (судячи за значенням ізотопного складу їхнього кисню), наявна в цьому мінералі в підвищеній кількості (0,16 %) і за співвідношенням значень $\delta^{18}\text{O}=+8,6\dots+10,0\%$ та $\delta\text{D}=-78\dots-63\%$ відповідає магматогенній. У решті зразків системи олігоклаз (Olg) – мікроклін (Mi) – альбіт (Ab) вода флюїду визначена як метеорна, причому кількість її збільшується в наведеному ряді мінералів від олігоклазу до альбіту. Температура, розрахована за ізотопним складом кисню води та мінералу, майже однакова для всіх різновидів польових шпатів (280 °С і нижче) і належить до інтервалу, проміжному між максимальною температурою гомогенізації флюїдних краплень в альбіті-1 (власне лужний метасоматоз) і альбіті-2 (продуктивні асоціації).

Варіації вмісту вуглекислого газу та ізотопного складу його вуглецю й кисню в рудній системі узгоджуються з еволюцією мінералоутворювального флюїду із суттєво газового в газиво-рідкий та рідкий. Ми підтверджуємо висновок [Мельников В.С., Лазаренко Е.Е., 2000], що «основним критерієм стійкості ортоклазу є високе співвідношення $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ у флюїді. CO_2 є переважним компонентом флюїду в гранулітовій фації, тоді як водовміщувальний флюїд характерний для амфіболітової фації». У межах об'єктів нашого вивчення така еволюція супроводжувалася послідовним утворенням графітового та карбонатного складників у доальбітитовий період і далі окисненням органічного складника порід і можливо графіту та перевідкладенням карбонатів у процесі натрієво-карбонатного метасоматозу. Взаємозв'язок ураногенезу і карбонатування очевидний і витікає з аналізу геохімічних систем газиво-рідких краплень у польових шпатах і кварці рудних зон [Фомин Ю.А та ін., 2003] в інтервалі 300-180 °С, який показує температуру початку та завершення руйнації ураніл-карбонатних комплексів та рудовідкладення.

Безпосереднє вимірювання ізотопного складу водню й кисню води флюїдних краплень у польових шпатах рядів ортоклаз – мікроклін – альбіт і олігоклаз – мікроклін – альбіт Северинівського і Ватутінського родовищ, як бачимо з діаграми $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ H_2O , демонструє зв'язок водного складника флюїдних краплень з метеорними водами і, по суті, показує його первинно метеорну природу, однаково характерних не тільки для ранньопротерозойських, але й для архейських (на прикладі Східноюрійського родовища золота) об'єктів (рис. 1). На рисунку цей тренд показано обмежувальними лініями, що відходять від лінії метеорних вод під кутом. Відхилення точок від лінії метеорних вод з

пропорційним обважненням води по дейтерію і кисню пояснюється її взаємодією і ізотопним обміном з породами едукту (точніше з речовиною матриці). Більш-менш чітко такий тренд простежено для мінералів Східноюрійського (золото) і Ватутінського (уран) родовищ.

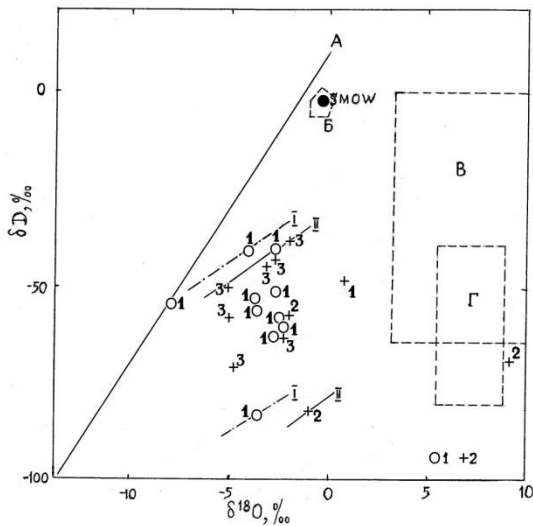


Рис. 1. Діаграма $\delta D-\delta^{18}O$ води флюїдних укралень у мінералах родовищ урану й золота Інгільського мегаблока. Мінерали: 1 – кварц, 2 – польові шпати. Цифри біля точок – родовища: Східноюрійське (1), Северинівське (2) і Ватутінське (3). Обмежувальні лінії: I. Східноюрійське родовище золота. II. Родовища урану в альбітитах. А – лінія метеорних вод, Б – океанічні води, В – метаморфічні води, Г – магматичні води

Водночас розрахована (згідно з різницею $\delta^{18}O$ мінералу та води газиво-рідких укралень) температура утворення альбіту (194-236 °C) відповідає температурі гомогенізації вкралень у них (216-286 °C [Коваль В.Б., 1980]), що вказує на близькість до рівноваги системи альбіт – вода (притому, що системи олігоклаз – вода і мікроклін – вода нерівноважні). Виняток з усієї серії зразків

становить ортоклаз з максимальним умістом води ГРВ, що належить, з огляду на положення точки на діаграмі ($\delta D = -78$ ‰; $\delta^{18}O = +8,6$ ‰), до магматогенної або метаморфогенної (тобто ультраметаморфічної). Розрахована температура для цього мінералу (у припущенні рівноваги) дорівнює 740 °C. Калієвий польовий шпат з близькою температурою гомогенізації ГРВ (до 680 °C) описав О.В. Гнатенко [Гнатенко О.В., 1976] для палінгенних гранітів району Мічурінського родовища (як згадувалося вище).

Отже, підтверджено факт наявності в тектоно-метасоматичних зонах уранових родовищ вод ендегенного (метаморфогенного) і метеорного типів. Як приклад, розглянемо рудоутворювальний флюїд Новокосятинівського родовища, для якого проведене систематичне вивчення ізотопного складу вуглецю, кисню та водню H_2O і CO_2 флюїдних укралень у широкому інтервалі температур системи: 420-53 °C [Фомин Ю.А. та ін., 2003]. Процес альбітизації відбувався у вузькому температурному інтервалі: 300-190 °C. Наведені в цитованій праці дані водночас демонструють близькість окремих температурних інтервалів гомогенізації газиво-рідких укралень у кварці та альбіті, що дає змогу припустити належність сімейств цих вакуолей до одних генерацій.

Розрахунок $\delta^{18}O$ води, згідно з рівновагою в системі мінерал – вода [Bottcher M.E., 1994; O'Neil J.R. etc., 1969; Kawabe I., 1978; Zheng Y.F., 1993] для кварцу, альбіту і карбонатів в окремих інтервалах температур показує загальну тенденцію її ізотопно-кисневого полегшення з охолодженням рудоутворювального флюїду. Причому, як зниження температури в системі, так і зміщення ізотопного співвідношення кисню на користь ізоотопу ^{16}O мають дискретний характер, відображаючи проявлення крихких деформацій та відповідно перерви мінералоутворення.

Найбільший уміст ^{18}O ($\delta^{18}O = -2,6...+2,8$ ‰) спостерігається у воді, яка законсервована в дорудних калієво-кремнієвих метасоматитах (мікроклінітах) за температур приблизно 420-350 °C, що підтверджується системою кварц – альбіт (або мікроклін) – вода, рівноважною за температур 390-380 °C. Власне альбітити – навколорудні метасоматити, генетично пов'язані з процесом накопичення урану, але самі по собі безрудні, сформувалися з розчину з дещо облегшеною водою ($\delta^{18}O = -5,6...+0,7$ ‰). Таким значенням ізотопного складу кисню відповідає діапазон температур 310-285 °C, характерних для альбіту-1 та реліктового (рецикльованого) кварцу. Цим параметрам відповідає рівноважна за температурою 290 °C система кварц – альбіт – вода безрудного альбітиту. Продуктивна асоціація (альбіт-2,

залізісті карбонати, гематит, флогопіт + уранініт і бранерит) проявляє наявність у рудоутворювальному розчині води з легким в ізотопному сенсі киснем ($\delta^{18}\text{O} = -11,7...-2,4$ ‰), рівноважної з альбітом і кварцом за температури 260-160 °С. Найважчою водою в цій асоціації характеризуються карбонати ($\delta^{18}\text{O} = -3,0...+0,3$ ‰). Пострудні утворення зазвичай жильної фації, що генетично пов'язані з остигальною (150-130 °С і нижче) системою, також вирізняються і легкою водою ($\delta^{18}\text{O} = -14,5...-8,4$ ‰), зважаючи на пари кварц – вода і альбіт – вода. Характерний для пострудних жил кальцит, як і карбонати продуктивної асоціації, мають порівняно важкий кисень води ($\delta^{18}\text{O} = -3,5...+0,7$ ‰). Найнижчі температури (до 53 °С), як і аномально легка за киснем вода ($\delta^{18}\text{O} = -25,2...-12,0$ ‰) за даними безпосередніх вимірів, притаманні кварцу бокових гранітів.

Флюїдонасиченість системи дуже нерівномірна. Якщо максимальний уміст CO_2 (9,1 г/кг кварцу в середньому) притаманний альбітитами внутрішньої частини рудної зони, то водні флюїдні вкраплення зосереджуються переважно в альбітизованих гранітах зовнішньої її частини (вміст води 458,1 г/кг мінералу). Ці дані цілком погоджуються з результатами термобарогеохімічних спостережень: кварц альбітизованих гранітів та альбітитів вирізняється виразнішою проявленістю флюїдних укрплень, більшими їхніми розмірами (до 27-33 мкм), підвищеною кількістю в їхньому складі газової фази (до 40-80 %) і гомогенізацією їх (у рідку фазу) в температурному інтервалі 310-130 °С.

Розподіл ізотопів водню по зонах, із загально широким діапазоном значень $\delta\text{D H}_2\text{O}$ (‰) від -90 до -40, відповідає кількості в них води (δD і г/кг мінералу): (1) вміщувальні апогранітні кварц-мікроклінові метасоматити -54,5 і 192,9; (2) «епісієніти» та альбітизовані граніти зовнішньої зони -70,0 і 458,1; (3) альбітити внутрішньої зони -66,5 і 309,2. Тобто кількісне збільшення води флюїдних укрплень (від порід едукту до альбітитів центральних частин зон) позначається різким збільшенням в її складі протію. Сукупно з наведеними вище значеннями $\delta^{18}\text{O}$ води, розрахованими та вимірними, наші дані підтверджують висновок про істотно метеорну природу води рудоутворювальних розчинів [Луговая И.П., 1981; Луговая И.П., 2007], вклад яких посилюється з кожною новою активізацією крихких деформацій.

2. Вуглець-вміщувальні компоненти. Основними формами вуглецю в системі альбітитів і порід, що їх уміщують, є карбонати і графіт. Головними з них є карбонати, хоча гнейсам також притаманна систематична домішка графіту з легким (біогенним) вуглецем (варіації $\delta^{13}\text{C}$ від -16,9 до -28,7 ‰).

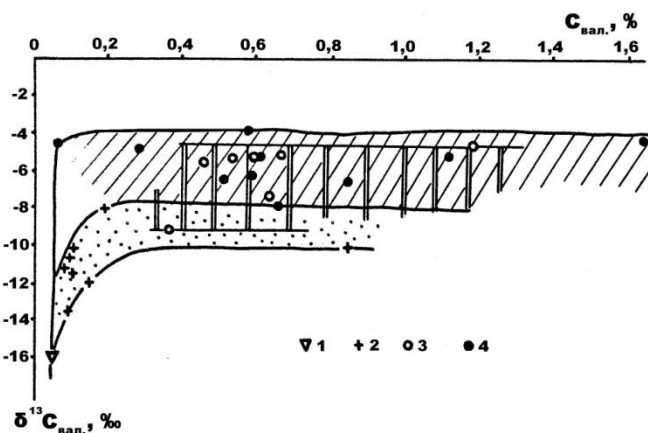


Рис. 2. Залежність між умістом валового вуглецю і його $\delta^{13}\text{C}$ в породах і уранових рудах Северинівського родовища. 1. Гнейси біотит-графітові. 2. Діафторити і діафторовані породи. 3. Альбітити безрудні. 4. Уранові руди. Точками показано поле діафторитів; вертикальними штрихами – поле альбітитів; косим штрихуванням – поле уранових руд.

Співвідношення двох форм вуглецю в лужних метасоматитах, а саме графітової і карбонатної, добре видно з графіка (рис. 2), який демонструє

послідовну зміну їх від істотно графітової в породах едукту через змішану (графітову і карбонатну) у діафторитах до карбонатної в альбітитах і рудах. Тенденція збільшення в процесі натрієвого метасоматозу вмісту вуглецю зі зміною його ізотопного складу на

користь ізотопу ^{13}C є загальною для родовищ альбітитої формації [Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., 1995], але вперше така залежність була встановлена для Мічурінського родовища [Гнатенко О.В., 1976].

Аналізуючи карбонатний складник альбітитових родовищ урану, зауважимо, що саме ізотопні вимірювання карбонатних фаз надають дослідженням набагато більшої детальності, ніж найуважніші мікроспостереження шліфів, хоча, звісно, їх треба найретельнішим чином комплексувати. Карбонатна «підкладка» тектоно-метасоматичних зон, як показано на прикладі Северинівського родовища (рис. 3) [Фомин Ю.А. та ін., 2003; Фомин Ю.А., 2002], закладалася одночасно із структурною основою уранових родовищ у процесі діафорезу, причому вже в цей час формувалася кальцит перших двох типів. Загалом же ізотопне вивчення карбонатів, разом з геологічним прив'язуванням, визначає десять їхніх різновидів; усі вони вкладаються в чотири групи, які характеризуються певними полями значень $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3) і які вказують, що у вивчених породах реалізувалися всі згадані вище варіанти.

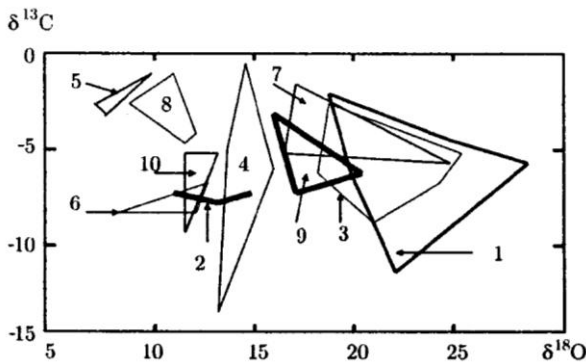


Рис. 3. Співвідношення $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах Северинівського родовища. Типи карбонатних фаз: Кальцит-1, прожилково-вкраплений у діафоритах. Кальцит-2, жильні зони в діафоритах і мілонітових швах. Кальцит-3, прожилки і гнізда в альбітизованих діафоритах крайових зон. Кальцит-4, прожилковий, гніздовий та жильний у складі повнопроявлених альбітитів. Кальцит-5, жильні зони в альбітитах без ознак діафорезу. Анкерит і залістий кальцит-6, гніздово-вкраплений продуктивної асоціації; Кальцит-7, жильний, пострудний в альбітитах по діафоритах.

Кальцит-8, прожилково-гніздовий, пострудний в альбітитах з ознаками діафорезу. Кальцит-9, жильні зони в дайкових базитах постальбітитових. Кальцит-10, жильні зони в дайкових базитах постальбітитових [Фомин Ю.А. та ін., 2003; Фомин Ю.А., 2002]

Ізотопний склад кисню води флюїду, розрахований на основі $\delta^{18}\text{O}$ конкретних зразків карбонатів і температури гомогенізації флюїдних укралень у них, змінюється в широкому діапазоні (від -4,0 до +9,3 ‰) і підпорядковується певним закономірностям [Фомин Ю.А. та ін., 2003; Фомин Ю.А., 2002]. Ізотопно-легка вода (-4,0 ... -0,3 ‰) встановлена в межах Кіровоградського розлому в жильних зонах, що пересікають діафорити. Такі жильні зони, ймовірно, уявляли «заліковані» канали фільтрації флюїдів. Найважча вода (від -1,0 до +9,3 ‰) притаманна метасоматичним типам кальциту діафоритів (тобто продуктів регресивної стадії метаморфізму) або альбітизованих діафоритів – саме мінералам, які впродовж тривалого часу були в умовах взаємодії вода – порода. У сінальбітитових типах кальциту і далі в анкериті продуктивних асоціацій значення $\delta^{18}\text{O}$ води послідовно знижуються відповідно до -0,8...+3,5 і -0,4...+0,8 ‰, що вірогідно свідчить на користь періодичного відкриття системи. На фоні охолодження системи, пострудні процеси підсилюють цю тенденцію; співвідношення ізотопів кисню змінюється до -3,0...+2,0 ‰. Найлегша вода (-7,0...-4,5 ‰) зафіксована у сінальбітитовому кальциті жильних зон, який сформувався за високими температурами, але зазнав впливу пізніх фільтратів.

Залежності величин $\delta^{18}\text{O}$ і $\delta^{13}\text{C}$ карбонатів від температури гомогенізації флюїдних укралень Северинівського родовища (рис. 4) засвідчують тенденцію зсуву ізотопного складу елементів на користь важких ізотопів ^{18}O і ^{13}C зі зниженням температури системи від 270 до 110 °С. При подальшому охолодженні вуглець досить різко полегшується.

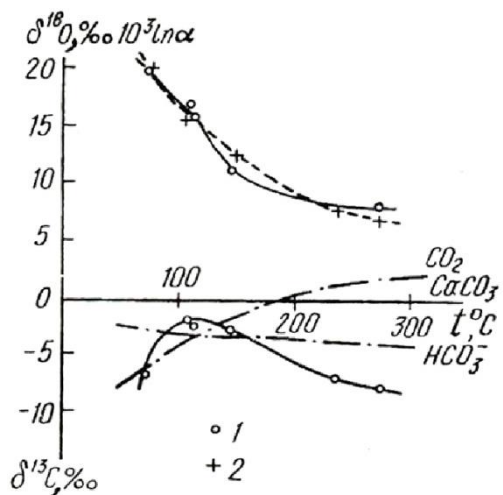


Рис. 4. Залежність ізотопного складу кисню й вуглецю карбонатів від температури їхнього утворення в ураноносних альбітитах. 1. Проби карбонатів з вимірними значеннями $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ і t °С. 2. Ті самі проби з розрахованими величинами $10^3 \ln \alpha$. Штрих-пунктирними лініями показані криві залежності фракціонування ізотопів вуглецю від температури між CaCO_3 (лінія збігається з горизонтальною віссю) і CO_2 , HCO_3^- . Зразки характеризують геологічний перехід: рудний альбітит – альбітит – псевдосієніт – діафорит по мігматитах Северинівського родовища

Крива $\delta^{18}\text{O}$ карбонатів майже збігається із залежністю коефіцієнта фракціонування кисню в системі карбонат – вода від температури. Крива $\delta^{13}\text{C}$ відображає залежність фракціонування вуглецю від температури в системі $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2$ (газ), HCO_3^- (розчин),

згідно з якою з однаковим ізотопним складом вихідного вуглецю й за різної температури могли формуватися карбонати, що відрізняються $\delta^{13}\text{C}$. До того ж вихідній речовині за ізотопним складом С мають відповідати карбонати, що утворилися за температури приблизно 130 °С (точка інверсії), коли фракціонування вуглецю мінімальне. У нашому разі це кальцит з $\delta^{13}\text{C}$ від -3 до -2 ‰, дуже подібний до кальциту з кальцифірів і мрамурів інгулецької серії (-1,4 ‰ у середньому). З усім різноманіттям джерел вуглецю основна роль у рудоутворювальних зонах належить карбонатному вуглецю первинно-осадових порід.

Мінералоутворювальна система в процесі натрієвого метасоматозу, зважаючи на факти рециркулювання карбонатів, функціонувала в режимі багаторазової взаємодії збагачених ураном формаційних (порових) розчинів і активізувальних метеорних вод. Перші характеризуються систематично обважненим ізотопним складом кисню ($\delta^{18}\text{O}$ до +8,8...+9,3 ‰) в умовах, близьких до рівноваги з уміщувальними породами. Другі (очевидно, свіжі порції) в ізотопному плані дуже полегшені: $\delta^{18}\text{O}$ -7,0...-0,7 ‰. Змішані флюїди характеризуються проміжними значеннями $\delta^{18}\text{O}$ води. Рудовідкладання відбувалося на тлі функціонування окисних геохімічних бар'єрів [Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., 1995; Фомин Ю.А. та ін. 2003], що впливає з латеральної і вертикальної ізотопно-геохімічної зональності, а також підтверджується прямою позитивною кореляцією всіх ізотопних параметрів з коефіцієнтом продуктивності і співвідношенням окисної і закисної форм заліза в рудній зоні: $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ досягає максимальних значень (2,64-3,34) на рівні рудних перетинів.

Аналіз геохімічних систем газово-рідких укралень у кварці й польовому шпаті рудних зон підтверджує ознаки карбонатних форм перенесення елемента. Збільшується й кількість CO_2 в газовій фазі вкраплень. Зазвичай порогом «підривання» (розтріскування) вуглекислотних укралень є діапазон температур 240-300 °С (щільність CO_2 дорівнює 0,73 г/см³). Водно-сольові з невеликою домішкою CO_2 вкраплення гомогенізуються за температури 180-200 °С і тиску $0,67 \cdot 10^8$ Па. За температури 120-160 °С відбувається гомогенізація водно-сольових, без домішки CO_2 , укралень. Температурний інтервал 300-180 °С у такий спосіб можна розглядати як температуру початку і завершення руйнування ураніл-карбонатних комплексів і рудовідкладення. Дійсно [Наумов Г.Б., 1978], ураніл-карбонатні комплекси найбільш розчинні і стійкі в лужних і близько нейтральних розчинах за помірно підвищеної температури (250-300 °С). За 200 °С розчинність цих комплексів невелика і збільшується зі зростанням парціального тиску CO_2 . Отже, осадження карбонатних фаз призводило до осадження урану. Гомогенізація вкраплень в альбіті альбітитової зони відбувається в інтервалі температур, починаючи з 460 і до 100 °С

[Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., 1995; Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е., 2009].

3. Сірко-вміщувальні компоненти. Дослідження порід і руд Северинівського родовища дають змогу виділити в цій мінералоутворювальній системі дві форми: сульфідну та сульфатну. Перша переважає у всіх (без винятку) типах порід і руд, а в породах субстрату, включно з доальбітитовими метасоматичними продуктами (мікроклінітами) та діафоритами, фактично є єдиною. Друга форма, генетично пов'язана з процесом альбітизації, утворює стійку домішку у альбітитах. Уміст сульфідної сірки у вихідних породах змінюється від 0,02 до 0,32 %, при вмісті SO_3 на рівні слідів, до 0,01 % в деяких зразках. У альбітизованих породах і альбітитах уміст сульфідної сірки може зростати до 0,61-0,82 %, поряд з нею з'являється стійка домішка SO_3 (аж до 0,09 %). Із сульфідів переважальним мінералом є кристалічний пірит, виявлені в його складі хімічні елементи порівняно умовно можна зарахувати до трьох груп.

До першої групи належить золото, кобальт, нікель. Безперечно, привертає до себе увагу найбільш підвищена золотоносність піриту діафоритів, іноді слабо альбітизованих. Золото (кількісно до 2,2 г/т) кореляційно пов'язане з нікелем і кобальтом. Коефіцієнти парної кореляції у цій тріаді становлять: $r(\text{Au-Ni}) = +0,48$; $r(\text{Au-Co}) = +0,60$; $r(\text{Co-Ni}) = +0,65$. Як бачимо, вони відповідають значущому (досить високому) позитивному зв'язку, що може свідчити на користь генетичної суспільності елементів у піриті з можливою наступною їхньою регенерацією. Можлива наявність у складі піриту (особливо діафоритів) тонких укралень мінералів нікелю й кобальту, зокрема піротину, дуже характерного для вихідних порід, а також самородної форми золота. Цей висновок підтверджено нашими знахідками самородного золота в асоціації з піритом на сусідній (Північноконоплянській) ділянці саме в слабо альбітизованих діафоритах. Співвідношення золота й срібла в трьох знаках самородного золота там становлять: Au 80,8-93,7; Ag 7,0-19,3 %, що дає підстави зарахувати до цієї асоціації, крім названої тріади, принаймні частково, також срібло (уміст у піриті до 5 г/т).

Для піритів Северинівського родовища встановлена залежність між умістом золота й ізотопним складом сірки (рис. 5), яка демонструє чітку тенденцію переважного накопичення золота саме в діафоритовій генерації піриту. Аналізуючи графік, зауважимо також невелике, проте досить виразне, підвищення золотоносності піритів у складі уранових руд (рудних альбітитів).

Друга група елементів, а саме цинк (до 0,1 %) , мідь (до 0,07 %) і особливо свинець (до 1,3 %) та срібло (до 60 г/т) ймовірно відповідає наявності в піритах мікрочапель Ag-вміщувального галеніту, сфалериту і халькопіриту. Такі пірити переважно пов'язані з діафоритами, зокрема альбітизованими, а також з безрудними альбітитами. Із цими ж породами пов'язаний і ванадій-вміщувальний пірит з кількістю ванадію в окремих зразках до 10-25 г/т.

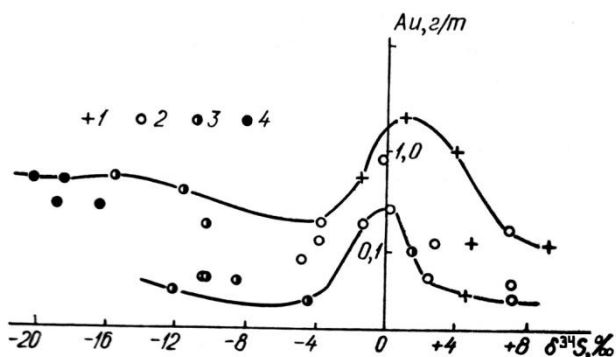


Рис. 5. Залежність між умістом золота та ізотопним складом сірки в піритах діафоритів та натрієво-карбонатних метасоматитів. Генерації піриту: 1 – діафоритів, 2 – діафоритів альбітизованих, 3 – альбітитів, 4 – постальбітитових жил

До третьої групи зарахуємо свинець радіогенної домішки в піритах уранового зруденіння. Аналітично уран у монофракціях піритів не визначали, але наші дослідження уранових руд з використанням треквої f -радіографії підтверджують підвищену ураноносність (скоріше за все у сорбційній формі) піритів у альбітитах Северинівського та Ватутінського родовищ. Показовим з погляду наявності в різних генераціях піритів різних свинців є порівняння альбітизованого

діафориту (уміст U 10 г/т) та рудного альбітиту (уміст U 4785 г/т). Кількість радіогенного свинцю (^{206}Pb) у зразках становить 28,8 і 83,7 %, при загальній концентрації Pb у піриті 1,3 і 0,13 % відповідно. У першому зразку свинець пов'язаний з украленнями галеніту (підтверджено мінераграфічними спостереженнями) і належить до нормального типу, у другому зразку – це типово радіогенний (ураногенний) тип свинцю.

Сульфатна форма сірки представлена баритом. За даними хімічного аналізу монофракцій мікрокліну та альбіту було розраховано коефіцієнт парної кореляції між SO_3 і Ba, який указав на високий рівень позитивного зв'язку ($r = +0,74$; критичне значення r при $n = 13$ і $q = 0,05$ становить $+0,55$), що свідчить на користь наявності в складі польових шпатів тонких укралень саме бариту. Наявність цього мінералу виявлена і під час лабораторного виділення монофракцій піриту в альбітитах.

Зважаючи на дуже характерну (постійно наявну) домішку барію в лужних польових шпатах, де він звичайно ізоморфно заміщує калій (натрій), формування бариту у зв'язку з мікрокліном і альбітом вірогідно зумовлено підвищенням окиснювального потенціалу під час лужного урановорудного процесу і відповідно окисненням частки сульфідної сірки до сульфатної з наступним поєднанням SO_3 та Ba. Тобто формування бариту стосовно вихідних польових шпатів було вторинним і генетично притаманним саме натрієвому метасоматозу.

Зазначається просторова (вірогідно також і часова) кореляція стрімкого збільшення вмісту SO_3 (до 0,2 %) і відповідно баритового складника в реліктовому мікрокліні (у складі альбітизованого мікроклініту) з полегшенням значень $\delta^{34}\text{S}$ (до $-15,8$ ‰) сірки піриту в аналогічних альбітизованих породах. Обидва геохімічні параметри мінералоутворювальної системи, без сумніву, пов'язані з окиснювальними умовами процесу альбітизації. Водночас тенденція до полегшення ізотопного складу сульфідної сірки від порід едукту до уранових руд на уранових родовищах альбітитової формації має загальний характер, хоча й проявляється по-різному. Що пояснюється багаторазовим перевідкладенням вихідного піриту в обстановці підвищеної фугітивності кисню лужних метасоматичних розчинів [Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., 1995; Фомин Ю.А. та ін., 1981]. Саме за участі окиснювальних розчинів відбувалось ізотопне фракціонування S між сульфатом барію (і стронцію) зі збагаченням його важким ізотопом ^{34}S і сульфідами (піритом) з накопиченням у них легкого ізотопу ^{32}S .

Еволюція сірки, проте, не обмежується вказаним перерозподілом. Ми [Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., 1995] зауважили прояв піритів із сіркою, близькою за ізотопним складом до метеоритного стандарту, для якої ми припускаємо ймовірно глибинне (не плутати з мантіїним) походження. Такі пірити, як уже зазначено, встановлені в ділянках діафорезу, пов'язаного із зонами передальбітитових крихких деформацій, а також у рудних альбітитах, складених продуктивними мінеральними асоціаціями, також з проявленням (хоча й локальнішим) перед рудних крихких деформацій.

Загалом еволюція сірки в процесі формування альбітитових родовищ, за нашими уявленнями, не була одноактною і залежно від тектоно-метасоматичної активізації відбувалася таким чином.

Сірка вихідних порід на всіх вивчених об'єктах має діапазон значень $\delta^{34}\text{S}$ від $-2,8$ до $+20,3$ ‰, зумовлений належністю едукту до єдиного стратиграфічного, вікового та літолого-геохімічного рівня, а саме до горизонту суттєво біотит-графітових гнейсів із сульфідним і карбонатним складниками в розрізі інгуло-інгулецької серії раннього протерозою (чечеліївська світа) [Фомин Ю.А., Деміхов Ю.Н., 2008]. Вихідні сульфіди представлені тонкозернистим піритом (мельніковитом) і піротином (халькопіротином), останній під час перевідкладення супроводжується індивідуалізацією піротину та халькопіриту (іноді з домішкою сфалериту).

Передальбітитовий катаклаз із широким розвитком діафорезу (регресивного метаморфізму) супроводжувався, по-перше, чітким подальшим нерівномірним перерозподілом вихідних сульфідів з їхньою індивідуалізацією і відповідно наслідуванням ізотопного складу їхньої сірки, по-друге, формуванням принципово іншої генерації піриту зі

співвідношенням ізотопів сірки, близьким до метеоритного стандарту. До цієї генерації, зокрема, належить золотоносний пірит; установлений в його складі максимум золота (2,2 г/т), до речі, також кобальту (520 г/т) і нікелю (176-200 г/т), збігається зі значенням $\delta^{34}\text{S} = +0,8 \text{ ‰}$ при загальному діапазоні від -1,0 до +7,9 ‰. Висновок відносно (принаймні частково) глибинного джерела сірки в складі діафоритових піритів, а також «глибинної» геохімічної тріади Au – Co – Ni чудово погоджується зі знахідками в межах Северинівського родовища в діафоритах Кіровоградського глибинного розлому генерації кальциту (кальцит-2) з вуглецем та киснем, які гомогенізувались у вузьких діапазонах значень відповідно: $\delta^{13}\text{C} = -7,6 \dots -7,0 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O} = +11,0 \dots +14,7 \text{ ‰}$.

Вважаємо за потрібне зазначити, що термін «глибинне джерело» зовсім не обов'язково має значення «мантієне». Маємо на увазі, скоріше за все, наявність у регіоні виступів архейських за віком порід, можливо аналогів зеленокам'яних поясів із золоторудною мінералізацією, руйнація яких дала седиментогенний матеріал для формування ранньопротерозойського флішу як основи гнейсових товщ.

Лужний (натрієво-карбонатний) метасоматоз був причиною інтенсивного фракціонування ізотопів сірки з появою і сульфатної її форми у вигляді бариту. Різке збільшення в складі піриту ізотопу ^{32}S проявилось на всіх родовищах, хоча і з різним ступенем інтенсивності, причому негативні екстремальні значення $\delta^{34}\text{S}$ притаманні як альбітизованим різновидам порід (до -15,8 ‰) і альбітитам безрудним (аж до -20,3 ‰), так і альбітитам рудним (до -19,1 ‰). Тобто цей процес загалом не залежить від ураноносності альбітитів, він є характерним саме для альбітизації. Барит у кількості, потрібній для ізотопного аналізу сірки, виділити не вдалось, звичайно, він збагачений важким ізотопом ^{34}S .

Уранова мінералізація накладається на альбітити і супроводжується утворенням перевідкладеного дрібнокристалічного альбіту та мінералів заліза. Причому це треба підкреслити, у складі продуктивної асоціації встановлені парагенетично співіснуючі пірит зі значеннями $\delta^{34}\text{S}$ сірки, близькими до сірки троїлітової фази метеоритного стандарту (від -1,1 до +3,3 ‰) і залізистий карбонат – анкерит з максимально гомогенними вуглецем та киснем: $\delta^{13}\text{C}$ від -7,9 до -6,5 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ від +8,1 до +12,6 ‰. Тобто в рудній системі, як і в зоні діафорезу, зважаючи на ізотопні дані, спостерігається висока ймовірність участі гомогенізованих глибинних флюїдів. Важливо зазначити, що примітивну (майже не фракціоновану) сірку (від -3,7 до +2,5 ‰) несуть також пірити дайкових діабазів (піритів).

Пірит післяальбітитових жилوک та шильних зон містить збагачену легким ізотопом сірку ($\delta^{34}\text{S}$ від -20,3 до -4,6 ‰), яка, напевно, успадкується від піриту альбітитів.

Висновки. 1. Вивчення мінералізаторів надає можливість використання ізотопно-геохімічних (генетичних!) методів дослідження рудних систем, тобто спрямовує дослідження природних об'єктів (рудних родовищ) у генетичному напрямі.

2. Урановорудний лужно-карбонатний метасоматоз демонструє наростальну активність метеорних вод. Причому як зниження температури в системі, так і зміщення ізотопного співвідношення кисню на користь ізотопу ^{16}O (завдяки вкладу метеорної води) мають дискретний характер, відображаючи проявлення крихких деформацій та відповідно перерви мінералоутворення.

3. За всього можливого різноманіття джерел вуглецю основна роль у рудоутворювальних зонах належить карбонатному вуглецю первинно-осадових порід, хоча, як бачиться, карбонати пройшли через регенерацію, взаємодію з різними водними флюїдами, а також відчували гомогенізацію своїх складників, що, можливо, відбувалася на великій глибині. Мінералоутворювальна система в процесі натрієвого метасоматозу функціонувала в режимі багаторазової взаємодії збагачених ураном формаційних (порових) розчинів і активізувальних метеорних вод.

4. Ізотопний склад сірки вихідних порід на всіх вивчених об'єктах має значення $\delta^{34}\text{S}$ від -2,8 до +20,3 ‰, зумовлений належністю едукту до єдиного стратиграфічного, вікового та літолого-геохімічного рівня, а саме до горизонту суттєво біотит-графітових гнейсів із сульфідним і карбонатним складниками в розрізі інгуло-інгулецької серії раннього

протерозою (чечеліївська світа). Показано наявність у рудоутворювальних системах альбітитових родовищ сульфідної і сульфатної сірки. Перша з них, головним чином пірит різних генерацій, переважає у всіх типах порід і руд, а в породах субстрату, включно з доальбітитовими метасоматичними продуктами (мікроклініти) та діафорити, фактично є єдиною. Сульфат представлений баритом і генетично пов'язаний з процесом альбітизації. Цієї форми зовсім немає в породах едукту, але вона утворює стійку домішку в альбітитах, зокрема в рудних їхніх різновидах.

5. В умовах лужного метасоматозу, тобто за участі окиснювальних розчинів, відбувалось ізотопне фракціонування сірки між сульфатом барію (і почасти стронцію) зі збагаченням його важким ізотопом ^{34}S і сульфідами (піритом) з відносним накопиченням у цих мінералах легкого ізотопу ^{32}S . Із цим механізмом пов'язане збільшення вмісту легкого ізотопу ^{32}S (від порід едукту до уранових руд) у сульфідній сірці всіх уранових родовищ альбітитової формації. Ця тенденція має загальний характер, хоча й проявляється по-різному і пояснюється саме багаторазовим перевідкладенням вихідного піриту в обстановці підвищеної фугітивності кисню лужних метасоматичних розчинів. Крім того, майже повсюдно зазначено прояв генерацій піриту із сіркою, близькою за ізотопним складом до метеоритного стандарту, для якої ми припускаємо глибинне походження. Такі пірити встановлені в ділянках діафорезу з передальбітитовими крихкими деформаціями та в рудних альбітитах, складених продуктивними мінеральними асоціаціями, також з проявленням передрудних крихких деформацій.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. Киев: Наук. думка. 1995. 396 с.
2. Гнатенко О.В. Температурные условия образования альбититов на одном из месторождений урана в докембрии // Геол. журн. 1976. 36. Вып. 4. С. 134-139.
3. Жуков Ф.И. Гнатенко О.В. Вариации изотопного состава серы сульфидов месторождения урана в альбититах // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 4. С. 9-12.
4. Коваль В.Б. Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия. – Киев: Наук. думка. 1980. 148 с.
5. Луговая И.П. Щербак Д.Н., Проскурко Л.И. Особенности формирования редкометального месторождения альбититовой формации докембрия по изотопным данным // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 2. С. 30-33.
6. Луговая И.П. Щербак Д.Н., Мороз В.С., Проскурко Л.И. Условия образования альбититов Новокопачевского ураноносного участка (УЩ) по изотопным данным. В кн. XVIII симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. XVIII симпозиума по геохимии изотопов. Москва: ГЕОХИ. 2007. С. 167-168.
7. Мельников В.С. Лазаренко Е.Е. Признаки диафореза в щелочных полевых шпатах из рудовещающих пород Майского проявления золота // Геохимия та екологія. Київ. 2000. Вып. 2. С. 190-203.
8. Мельников В.С. Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов // Минерал. журн. 2009. 31. № 4. С. 16-29.
9. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат. 1978. 213 с.
10. Фомин Ю.А. Демихов Ю.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды газовой-жидкой включений в полевых шпатах натриево-карбонатных метасоматитов докембрия // Докл. АН Украины. Сер. Б. 1990. № 10. С. 26-29.
11. Фомин Ю.А. Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е., Терещенко С.И. Природа карбонатов Севериновского месторождения урана (Украинский щит) // Геохимия та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. Київ. 2002. Вып. 5-6. С. 124-132.
12. Фомин Ю.А. Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Модель эволюции рудообразующей флюидной системы Севериновского месторождения урана (Украинский щит) // Геохимия та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. Київ. 2003. Вып. 8. С. 169-178.
13. Фомин Ю.А. Демихов Ю.Н. Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита // Доп. НАН України. 2008. № 7. С. 123-129.
14. Фомин Ю.А. Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Особенности рудообразующего флюида

- Новокозстантиновського местородження урана (Український щит) // Доп. НАН України. 2009. № 4. С. 130-136.
15. Фомин Ю.А. Лазаренко Е.Е. Температурные условия формирования ураноносных альбититов Украинского щита // Доп. НАН України. 2009. № 8. С. 120-126.
 16. Фомин Ю.А. Лазаренко Е.Е. Щелочные полевые шпаты ураноносных альбититов Украинского щита // Геохімія та екологія. Київ. 2010. Вип. 18. С. 57-72.
 17. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
 18. Bottcher M.E. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation during synthesis of $\text{BaMg}(\text{CO}_3)_2$ and $\text{PbMg}(\text{CO}_3)_2$ // Abstracts of the 16th IMA Meeting. 1994. P. 53.
 19. Kawabe I. Calculation of oxygen isotope fractionation in quartz-water system with special reference to the low temperature fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. 42. P. 613-621.
 20. O'Neil J.R. Clayton R.N. and Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 1969. 51 (12). P. 5547-5558.
 21. Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. 57. P. 1079-1091.

REFERENCES

1. Genetic types and patterns of distribution of uranium deposits in Ukraine / Ex. Ed. Belevtsev Ya.N., Koval V.B. 1995. – Kiev: Nauk. dumka, 396 p. – in Russian
2. Gnatenko O.V. 1976. Temperature conditions of albitites education at one of the uranium deposits in the Precambrian. *Geol. Mag.* no. 36, vol. 4, p. 134-139. – in Russian
3. Zhukov F.I., Gnatenko O.V. 1981. Variations in the isotopic composition sulfur of sulphide of uranium deposits in albitites. *Rep. Ukrainian Academy of Sciences. Ser. B,* no. 4, p. 9-12. – in Russian
4. Koval V.B. 1980. Geochemical model of accumulation of uranium in alkali-carbonate metasomatic rocks of Precambrian – Kiev: Nauk. dumka, 148 p. – in Russian
5. Lugovaya I.P., Shcherbak D.N., Proskurko L.I. 1981. Features of formation of rare metal deposits of albitite Precambrian formations on the isotope data. *Rep. Ukrainian Academy of Sciences. Ser. B,* no. 2, p. 30-33. – in Russian
6. Lugovaya I.P., Shcherbak D.N., Frost V.S., Proskurko L.I. 2007. Terms education of albitites of Novokonstantinovsky uranium-bearing area (SHIELD) on the isotope data. *Proc. XVIII symposium on isotope geochemistry. Proc. rep. XVIII symposium on isotope geochemistry – Moscow,* p. 167-168. – in Russian
7. Melnikov V.S., Lazarenko E.E. 2000. Signs retrogressive in alkaline feldspars of ore-bearing rocks of the Maya Gold. *Geochemistry and Ecology.* iss. 2, p. 190-203. – in Russian
8. Melnikov V.S. 2009. The genetic value of the inversion transition sanidine / microcline. 1. Fluid factor in the transformation of the twin structure of alkali feldspar. *Mineral. Mag.* no. 4, p. 16-29. – in Russian
9. Naumov G.B. 1978. Fundamentals of physical and chemical model of uranium mineralization – Moskva: Atomizdat, 213 p. – in Russian
10. Fomin Yu.A., Demihov Yu.N. 1990. The isotopic composition of oxygen and hydrogen of the water gas-liquid inclusions in feldspars sodium-carbonate of metasomatic rocks of Precambrian. *Rep. Academy of Sciences of Ukraine. Ser. B,* no. 10, p. 26-29. – in Russian
11. Fomin Yu.A., Demihov Yu.N., Lazarenko E.E., Tereshchenko S.I. 2002. Nature of carbonates Severinovske uranium deposit (Ukrainian Shield). *Geochemistry and Ecology. Collection of papers of Institute of Environmental Geochemistry.* iss. 5-6, p. 124-132. – in Russian
12. Fomin Y.A., Demihov Y.N., Lazarenko E.E. 2003. Model evolution of ore-forming fluid system Severinovskaya uranium deposit (Ukrainian Shield). *Geochemistry and Ecology. Collection of papers of Institute of Environmental Geochemistry.* iss. 8, p. 169-178. – in Russian
13. Fomin Yu.A., Demihov Yu.N. 2008. The isotopic composition of carbon and sulfur Early Proterozoic rocks of the central part of the Ukrainian Shield. *Rep. National Academy of Sciences of Ukraine.* no. 7, p. 123-129. – in Russian
14. Fomin Yu.A., Demihov Yu.N., Lazarenko E.E. 2009. Features of the ore-forming fluid of the Novokonstantinovsky uranium deposit (Ukrainian Shield). *Rep. National Academy of Sciences of Ukraine.* no. 4, p. 130-136. – in Russian
15. Fomin Yu.A., Lazarenko E.E. 2009. The temperature conditions of formation of uranium-bearing albitites of the Ukrainian Shield. *Rep. National Academy of Sciences of Ukraine.* no. 8, p. 120-126. – in Russian

16. Fomin Yu.A., Lazarenko E.E. 2010. Alkali feldspars uranium-bearing albitites of the Ukrainian Shield. *Geochemistry and Ecology*. iss. 18, p. 57-72. – in Russian
17. Shcherbakov I.B. 2005. Petrology of the Ukrainian shield – Lviv: ZUKTS, 366 p. – in Russian
18. Bottcher M.E. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation during synthesis of $\text{BaMg}(\text{CO}_3)_2$ and $\text{PbMg}(\text{CO}_3)_2$ // Abstracts of the 16th IMA Meeting.– 1994 – P. 53.
19. Kawabe I. Calculation of oxygen isotope fractionation in quartz-water system with special reference to the low temperature fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. 42. P. 613-621.
20. O'Neil J.R., Clayton R.N. and Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 1969. 51 (12). P. 5547-5558.
21. Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. 57. P. 1079-1091.

Yu.A. Fomin, V.G. Verhovcev, Yu.N. Demichov, A.O. Studzinska
MINERALIZERS IN URANIUM ORE ALBITITES UKRAINIAN SHIELD

For the first time the uranium deposits of albitite formation of the Ukrainian shield main mineralizing studied were studied. Isotope-geochemical methods of their study revealed that the mineralizing system at the uranium ore sodium metasomatism, functioning in the mode of multiple interactions of the enriched uranium formational (pore) solutions and meteoric waters. With the variety of sources of carbon, the main role in the ore zones belonging carbonate carbon primary sedimentary rocks that homogenized at a considerable depth. The existence of ore-forming systems of albitites deposits of sulphide and sulphate sulfur was showed.

Key words: Ukrainian shield albitite formation, uranium deposit, mineralizing, water-containing fluid, meteoric water, carbon-containing components, the sulfur-containing components, isotopes.

Ю.А. Фомин, В.Г. Верховцев, Ю.Н. Демихов, А.О. Студзинская
МИНЕРАЛИЗАТОРЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА УРАНОВОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В АЛЬБИТИТАХ
УКРАИНСКОГО ЩИТА

Впервые для урановых месторождений альбититовой формации Украинского щита изучены главные минерализаторы. Изотопно-геохимические методы их изучения позволили установить, что минералообразующая система в ходе урановорудного натриевого метасоматоза функционировала в режиме многократного взаимодействия обогащенных ураном формационных (поровых) растворов и метеорных вод. При многообразии источников углерода основная роль в рудных зонах принадлежит карбонатному углероду первично-осадочных пород, гомогенизированному на значительной глубине. Показано существование в рудообразующих системах альбититовых месторождений сульфидной и сульфатной серы.

Ключевые слова: Украинский щит, альбититовая формация, урановое месторождение, минерализатор, водосодержащий флюид, метеорная вода, углеродсодержащие компоненты, серосодержащие компоненты, изотопы.

Ю.О. Фомін

E-mail: yaf1941@gmail.com

В.Г. Верховцев

E-mail: Verkhovtsev@ukr.net

Ю.М. Деміхов

E-mail: y_demikhov@ukr.net

А.О. Студзінська

E-mail: anna.studz88@ukr.net

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ, Україна

Стаття надійшла: 10.10.2017