

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.02.062>

УДК 553.2 : 553. 411 : 553. 495

**Ю.О. Фомін, В.Г. Верховцев, Ю.М. Деміхов,
З.М. Кравчук, Н.М. Борисова, А.О. Студзінська**

ДУ “Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України”
03142, м. Київ-142, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34-а
E-mail: yaf1941@gmail.com, Verkhovtsev@ukr.net,
y_demikhov@ukr.net, IGNS_Kravchuk@nas.gov.ua,
IGNS_Borysova@nas.gov.ua, anna.studz88@ukr.net

ПИТАННЯ ІЗОТОПНО-ГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ РУДОУТВОРЕННЯ (НА ПРИКЛАДІ РОДОВИЩ УРАНУ І ЗОЛОТА УКРАЇНИ)

Продемонстровано використання ізотопно-геохімічних методів дослідження рудних родовищ у комплексі з іншими геологічними методами на прикладі конкретних вивчених родовищ і проявів урану і золота України. Розглянуто найважливіші завдання стосовно вирішення найголовніших питань рудогенезу, які вирішуються на основі ізотопних даних: 1) визначення генезису та джерел речовини рудних процесів; 2) об’єктивна оцінка ролі геологічних процесів у формуванні рудовмісних порід і руд родовищ; 3) з’ясування можливих механізмів і фізико-хімічних умов міграції речовини та відкладення мінералів під час рудоутворення; 4) установлення послідовності геологічних процесів, виявлення ізотопно-геохімічної зональності; 5) визначення генетичного типу родовища; 6) ізотопно-геохімічна кореляція розрізів рудовмісних порід; 7) розробка ізотопно-геохімічних критеріїв пошуків і прогнозу оцінки зруденіння. Показано що, детальні ізотопно-геохімічні дослідження дають можливість достатньо об’єктивно оцінити характер і умови тонких генетичних перетворень, які відбувались у рудоутворювальній системі тривалий час, але які майже неможливо спостерігати візуально навіть за допомогою сучасних петрографічних методів.

Ключові слова: ізотопна геохімія, теорія рудоутворення, родовища урану і золота, методи визначення ізотопного складу, речовинний склад руд.

Вступ. До найважливіших завдань, які вирішуються на основі ізотопних даних у комплексі з іншими геологічними методами стосовно геології рудних родовищ, тобто у межах удосконалення теорії рудоутворення зі створенням геолого-генетичних моделей (головна ціль), належать такі напрями досліджень): 1) ізотопно-геохімічна кореляція розрізів рудовмісних порід; 2) об’єктивна оцінка ролі геологічних процесів у формуванні досліджуваних рудовмісних порід і руд родовищ; 3) вирішування найголовніших питань рудогенезу стосовно джерел речовини і газопо-рідких флюїдів, що беруть участь у рудних процесах 4) з’ясування

можливих механізмів і фізико-хімічних умов міграції речовини та відкладення мінералів під час рудоутворення; 5) установлення послідовності геологічних процесів, виявлення ізотопно-геохімічної зональності; 6) визначення генетичного типу родовища; 7) розробка ізотопно-геохімічних критеріїв пошуків і прогнозу оцінки зруденіння.

Метою даного дослідження є демонстрація того, як саме ці завдання вирішувались на конкретних об’єктах — родовищах і проявах золота та урану [1] — або їхніх фрагментах.

Методика досліджень. Дослідження базувалось на ізотопно-геохімічному вивченні процесів рудоутворення в комплексі з геолого-структурним, мінералого-петрографічним і термобарогеохімічним описом зразків у системі породи едукту — околорудні метасоматити — руди.

© Ю.О. ФОМІН, В.Г. ВЕРХОВЦЕВ,
Ю.М. ДЕМІХОВ, З.М. КРАВЧУК,
Н.М. БОРИСОВА, А.О. СТУДЗІНСЬКА, 2019

Результати та їх обговорення. *Ізотопно-геохімічна кореляція розрізів рудовмісних порід.* Прикладом рішення такого завдання є ізотопно-геохімічна (сірка сульфідів і вуглець графіту) ідентифікація рудовмісних (уран і золото) гнейсових товщ інгуло-інгулецької серії раннього протерозою центральної частини Українського щита (УЩ). Дослідники часто відносять їх до різних стратиграфічних підрозділів (світ), інколи навіть до різного віку.

Пріоритет постановки цього завдання, на наш погляд, належить В.М. Кобзарю [5]. На основі детальної генетичної реконструкції названих гнейсових товщ Інгульського мегаблоку і зіставлення їх з верхніми світами (гданцівською та глеюватською) криворізької серії він дійшов висновку про їх фаціально-стратиграфічну аналогію і спільну металогенічну спеціалізацію залежно від складу денудованого архейського базису.

Умови формування порід цього рівня найдетальніше розглянуті нами разом із М.М. Коржневим для гданцівської світи [6]. Показано прояв на межі саксаганської та гданцівської світи ізотопного бар'єру, який усі дослідники криворізької серії пояснюють різкою глобальною та регіональною зміною умов седиментогенезу.

У глобальному масштабі це зміна газового складу атмосфери — збільшення вмісту кисню та кількості органічної речовини (тому у породах є постійна домішка графіту) і поширення сульфат-редукувальних бактерій. У регіональному плані — сульфат-редукція в напівізольованих та ізольованих басейнах лагунного типу з обмеженим доступом сульфатних вод, відновлювальна обстановка осадковідкладення, велика кількість органічної речовини у мулі. Сульфіді з важкою у ізотопному плані сіркою в цих умовах могли утворюватись у результаті біогенного відновлювання похованих сульфатів на стадії діагенезу.

Для підтвердження цих висновків ми порівняли ізотопний склад 10 ділянок розвитку гнейсів і сланців саме цього стратиграфічного рівня [10], але з різними назвами світ та деякими геолого-літологічними відмінностями, зокрема різним ступенем гранітизації та різним епігенезом. Об'єднують ці ділянки прояви золотої або уранової мінералізації, в тому числі їх родовища (табл. 1). У результаті обґрунтовано висновок про наявність у цій частині УЩ спільного для всіх вивчених ділянок металоносного

Таблиця 1. Ізотопні характеристики мінералів у породах єдиного стратиграфічного рівня, ‰

Table 1. Isotope characteristics of minerals in rocks of a single stratigraphic level, ‰

Номер ділянки	$\delta^{13}\text{C}$ графіту		$\delta^{34}\text{S}$ сульфідів (пірит, піротин)		Номер ділянки	$\delta^{13}\text{C}$ графіту		$\delta^{34}\text{S}$ сульфідів (пірит, піротин)	
	Варіації	Середнє	Варіації	Середнє		Варіації	Середнє	Варіації	Середнє
1	-32,7...-22,6	-28,73	-0,1...+11,7	+5,30	6	-25,9...-20,9	-23,0	-0,4...+9,8	+4,29
2	-28,6	-28,6	+1,4...+9,1	+4,42	7	-17,4...-16,6	-16,9	-1,0...+11,3	+3,88
3	-27,2	-27,2	+2,9...+14,8	+5,58	8	-31,3...-21,3	-27,0	-2,8...+18,6	+7,46
4	-27,0	-27,0	+2,0...+17,1	+5,98	9	—	—	-2,5...+20,3	+11,53
5	-23,0	-23,0	0...+7,9	+3,28	10	—	—	-1,4...+16,3	+7,32

Примітка. 1 — Хмельська ділянка, мікрогнейси кам'яно-костовацької світи, 2 — Липнязька ділянка, мікрогнейси кам'яно-костовацької світи, амфіболіти рошчаківської світи бузької серії, 3 — Савранська ділянка, мігматити бузької серії, 4 — Дубинівська ділянка, мігматизовані гнейси бузької серії, 5 — Ватутинське родовище урану, мігматити і гнейси бузької серії, 6 — Східно-Юрївське родовище золота, гнейси чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії, 7 — Кіровоградська зона уранових альбітитів, мігматити і гнейси чечеліївської світи, 8 — Криворізька надглибинна свердловина: сланці гданцівської світи криворізької серії, 9 — Базарівська ділянка Західно-Інгулецької полоси, гнейси родіонівської світи, 10 — район Михайлівського родовища урану: те саме. Детальніше опис ділянок див. [6].

Note. 1 — Khmelivska area, micro gneisses of the Stone-Kostovatska formation, 2 — Lypnyazhska area, micro gneisses of the Stone-Kostovatska formation, amphibolites of Roshchakhiv's formation of the Bug series, 3 — Savranska area, migmatites Bug series, 4 — Dubynivska area, migmatized gneisses of the Bug series, 5 — Vatutinske deposit of uranium, migmatites and gneisses of the Bug series, 6 — East-Yuriyvske deposit of gold, gneiss of the Checheliyv formation of the Ingul-Inguletska series, 7 — Kirovograd zone of uranium albitites, migmatites and gneisses of the Checheliyv formation, 8 — Kryviy Rih super-deep well: shales of the Gdantsivska formation of the Kryviy Rih series, 9 — Bazariivska section of the West Ingulets strip, gneisses of the Rodioniv formation, 10 — Mykhailivske area of uranium: the same thing. See the detailed description of the sites [6].

(рудовмісного) літолого-стратиграфічного та викового рівня, гданцівсько-чечеліївського.

Об'єктивна оцінка ролі різних геологічних процесів у формуванні досліджуваних рудовмісних порід і руд. Необхідність такої оцінки неминуче виникає під час вивчення будь-якого геологічного об'єкту. Дотримуючись уранової тематики, наведемо відповідні приклади альбітитових родовищ Інгульського мегаблоку.

Для таких об'єктів важливе генетичне значення має ізотопне дослідження сірки. Зокрема, аналіз сірки піриту першого ж відкритого родовища урану (Мічурінського) виявив тенденцію зрушення значень $\delta^{34}\text{S}$ на користь легкого ізотопу (^{32}S) пропорційно посиленню лужного метасоматозу, яка слушно була пояснена багаторазовим перевідкладенням мінералу під час зміни окисно-відновних умов [3].

Вивчаючи інші родовища урану цієї формації, ми дійшли висновку про універсальність установленної тенденції [1]. Пізніше в монофракції піриту Северинівського родовища було знайдено сульфат сірки — барит — речовину "ознаку" підвищення фугітивності кисню у мінералоутворювальній системі. Для цього ж родовища вивчено розподіл сірки за формами (табл. 2).

Вибір Северинівського родовища не випадковий — для нього загальна тенденція проявлена найсильніше. Значення $\delta^{34}\text{S}$ (‰) у системі діафорити — альбітити — рудні альбітити знижуються особливо сильно (в дужках наве-

дено середні значення): діафорити $-0,1...+7,3$ ($+3,3$) → альбітити $-15,9...+9,7$ ($-3,7$) → руди $-20,3...-1,1$ ($-13,3$). При цьому сульфідна сірка кількісно переважає у всіх породах і рудах, а у субстраті, у т. ч. доальбітитових метасоматитах і діафоритах, вона є єдиною формою. Сульфатна сірка має стійку домішку лише в альбітитах, зокрема у рудних їх різновидах. Тобто ізотопне фракціонування сірки між цими двома формами — сульфатом у вигляді бариту зі збагаченням його важким ізотопом ^{34}S і сульфідами (в основному, піритом) із відносним накопиченням у них легкого ізотопу ^{32}S , притаманне саме процесу альбітизації та відбувалось за участі окиснювальних розчинів.

Відхилення від загальної тенденції пов'язано з проявом генерацій піриту з сіркою, близькою за ізотопним складом до метеоритного стандарту. Такі пірити встановлені в діафоритах та рудних альбітитах, тобто в зонах перед- і післяальбітитових крихких деформацій, які, очевидно, відкривались на глибину. Деформації такого виду чітко фіксуються макродокументацією і підтверджуються мікроспостереженнями.

Маємо підкреслити, що навіть за значного досвіду петрографічних і мінераграфічних спостережень іноді буває важко (або неможливо) безпосередньо у шліфах побачити ознаки перерозподілу мінералів, тоді як ізотопні дослідження дають змогу виявити такі фазові перетворення.

Таблиця 2. Розподіл сірки в альбітитах та вмісних породах Северинівського родовища, %
Table 2. Distribution of sulfur in albitites and rocks of the Severynivske deposit, %

Вибірка	Сірка сумарна			Сірка за формами				
	n	S загальна		n	S сульфідна		SO ₃ -іон	
		Діапазон	Середнє		Діапазон	Середнє	Діапазон	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	0,01
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 — вмісні породи (гнейси, мігматити, граніти, пегматити), 2 — мікроклініти, 3 — діафоритовані породи, діафорити, 4 — альбітизовані породи, 5 — альбітити безрудні, 6 — альбітити слабкорудні, 7 — альбітити рудні, 8 — діабазы дайкові, у тому числі змінні; Сл. — сліди.

Note. Samples: 1 — containing rocks (gneisses, migmatites, granites, pegmatites), 2 — microcline, 3 — diaphthorites rocks, diaphthorites, 4 — albitated rock without ore, 5 — albitites without ore, 6 — albitites weakly ore, 7 — albitites ore, 8 — diabase dykes, including altered ones; Сл. — traces.

У цьому відношенні вважаємо дуже корисним досвід систематики карбонатів у мінералоутворювальній системі альбітитів Северинівського родовища за ізотопним складом кисню та вуглецю, безумовно, з урахуванням геологічної ситуації (табл. 3) [1, 11]. Виділені ізотопні різновиди (або типи) карбонатів, очевидно, об'єднуються у три генетичних ряди.

До першого ряду належатимуть кальцити 1, 3, 7, 9 з широкими варіаціями значень $\delta^{13}\text{C}$ і високим вмістом ^{18}O ; вихідним матеріалом для них були прошарки первинно-осадових карбонатних порід, присутні у складі гнейсових товщ у достатній кількості, які зазнали епітермального перевідкладення за участі вуглецю органічної речовини [5]. Початок відкладення таких кальцитів пов'язаний із діафторезом, що передує альбітизації (тип 1), далі вони широко втягувались у лужний метасоматоз, але переважно у периферійних частинах зон (тип 2), нарешті вони добре проявлялись у вигляді фацій післяальбітитових (тип 7) і післядайкових (найпізніших) жил (тип 9). Температура у мінералоутворювальній системі змінювалась у межах, $^{\circ}\text{C}$: 70—150 (діафторез) \rightarrow 235 (лужний метасоматоз) \rightarrow 125—105 (жильна фація).

Спадкоємність ізотопного складу C і O за рециркулювання карбонатного матеріалу проявилась як збільшення вмісту ^{13}C і зменшення вмісту ^{18}O , причому обох параметрів за рахунок екстремальних значень.

Другий ряд об'єднує кальцити 4, 5, 8, 10 зі ще більш широкими варіаціями $\delta^{13}\text{C}$, але меншим вмістом ^{18}O . Природа цих генерацій кальциту типово гідротермально-метасоматична. Вони сформувались здебільшого у повно проявлених альбітитах внутрішніх частин зон (типи 4 і 5) або у складі пізніх жил (типи 8 і 10) за відносно підвищених значень температури, $^{\circ}\text{C}$: 110—150 \rightarrow 240—270 \rightarrow 165—125. Показані вище тенденції успадкованості за умов рециркулювання матеріалу, в цілому, зберігаються; виразніше проявлена ізотопна гомогенізація.

Головними факторами впливу на ізотопні варіації у кальцитах обох рядів є змішування карбонатного матеріалу в процесах їх рециркулювання, температурний режим, збільшення метеорної складової у мінералоутворювальному водному флюїді, а також зростання фугітності кисню в системі. Можливим наслідком зміни умов було окиснення графіту вихідних гнейсів, що підтверджується спостереженням

Таблиця 3. Ізотопно-геохімічні типи карбонатів Северинівського родовища урану
Table 3. Isotope-geochemical types of carbonates of Severynivske deposit of uranium

Тип	Характеристика карбонатів	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	T, $^{\circ}\text{C}$
<i>Діафторити у зонах катаклазу та мілонітизації порід едукту</i>				
1	Кальцит прожилків та гнізд	-11,4...-2,5	18,8...27,5	70—150
2	Те саме, січних жильних зон у тектонітах	-7,6...-7,0	11,0...14,7	120
<i>Натрій-карбонатні метасоматити (альбітити), кальцити синальбітитові</i>				
3	Кальцит прожилків та гнізд крайових зон	-9,3...-2,9	17,8...26,0	235
4	Те саме, центральних зон	-13,5...-0,8	13,2...15,7	110—145
5	Те саме, жильних зон у повнопроявлених альбітитах без ознак діафторезу	-2,9...-1,2	8,0...10,0	240—270 120—150
<i>Продуктивні асоціації (багаті уранові руди)</i>				
6	Анкерит, ферікальцит прожилків та гнізд	-7,9...-6,5	8,1...12,6	220—250
<i>Післяальбітитові жили і прожилки</i>				
7	Кальцит жильний, січний у аподіафторитах	-6,5...-1,6	16,9...24,2	110
8	Те саме, прожилково-вкраплений накладений	-5,2...-1,0	9,5...12,4	125—165
<i>Пізні дайки діабазів і пікритових порфіритів, кальцити післядайкові</i>				
9	Кальцит жильних зон, січний у пізніх дайках	-7,9...-2,8	16,0...20,2	105—125
10	Те саме	-9,1...-5,2	11,5...12,9	145

П р и м і т к а. Температура утворення карбонатів встановлена на основі спостереження гомогенізації флюїдних включень [9].

N o t e. The temperature of the formation of carbonates is established on the basis of monitoring the homogenization of fluid inclusions [9].

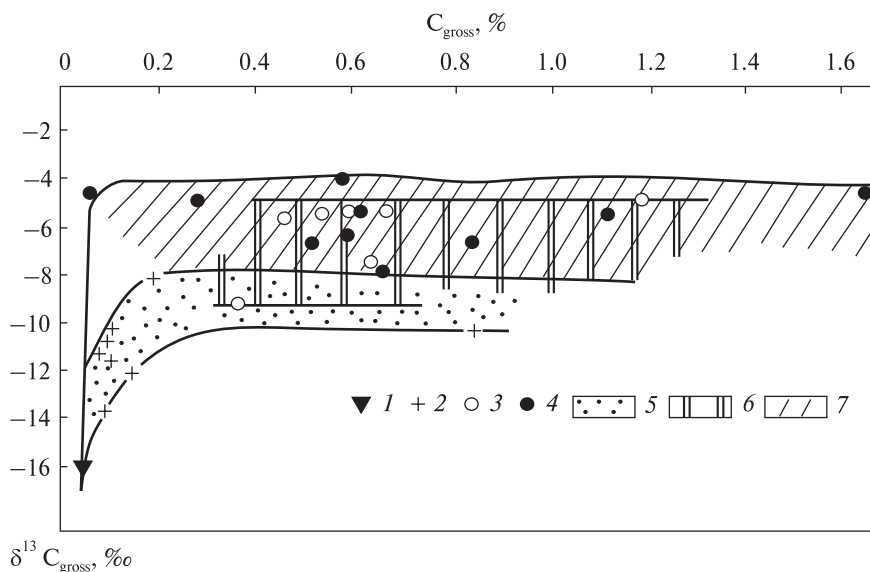


Рис. 1. Залежність між вмістом $C_{\text{вал}}$ та значеннями $\delta^{13}C_{\text{вал}}$ в урановорудній зоні Северинівського родовища: 1 — гнейси графітові; 2 — діафторити, діафторовані гнейси; 3 — альбітити безрудні; 4 — уранові руди. Поля: 5 — діафторитів; 6 — альбітитів; 7 — уранових руд

Fig. 1. Dependence between the content of C_{val} and values $\delta^{13}C_{\text{val}}$ in the uranium ore of the Severynivske deposit: 1 — gneisses are graphite; 2 — diaphthorite, diaphthorites gneiss; 3 — albitites without ore; 4 — uranium ores. Fields: 5 — diaphthorites; 6 — albitites; 7 — uranium ores

на мікрорівні, а саме зникненням в альбітитах графітової складової та збагаченням вуглецю легким ізотопом ^{12}C .

Третій ряд складають кальцит-2 діафторитів у зоні крутого падіння тектонічного розлому і залізисті карбонати-6 продуктивних асоціацій в уранових рудах, також пов'язані з передрудними крихкими деформаціями. Температура формування таких генерацій різна, °C: для типу 2 вона відповідає низькотемпературному діафторезу (120), для 6 — урановому рудоутворенню (220—250). Загальним для них є зв'язок із зонами проникнення і висока ступінь гомогенізації ізотопного складу кисню та вуглецю, що вказує на глибинне джерело CO_2 [1, 11].

Також інформативною є зміна ізотопного складу валового вуглецю порід. Ізотопний склад валового вуглецю у системі гнейси — діафторити — альбітити — уранові руди (рис. 1) демонструє зміну форм вуглецю від суттєво графітової у породах едукту через змішану (графітову і карбонатну) в діафторитах до карбонатної в альбітитах і рудах. Підкреслимо, що зростання в процесі натрієвого метасоматозу вмісту $C_{\text{вал}}$ одночасно зі зміною його ізотопного складу на користь ізотопу ^{13}C є спільною рисою родовищ альбітитової формації [1].

Таким чином, детальні ізотопно-геохімічні дослідження S піриту та C, O карбонатів умож-

ливають достатньо об'єктивну оцінку характеру і умов дуже тонких генетичних перетворень у рудоутворювальній системі, які майже неможливо спостерігати візуально навіть за допомогою сучасного петрографічного мікроскопа.

Вирішення найголовніших питань рудогенезу стосовно джерел речовини і газово-рідких флюїдів, що беруть участь у рудних процесах. Вище ми частково торкалися цих питань, а зараз акцентуємо увагу на з'ясуванні питання про джерела мінеральної речовини та рудоутворювальних флюїдів на прикладі руд урану і золота Кіровоградської тектоно-метасоматичної зони (ТМЗ).

Зауважимо при цьому таке: уранове зручення у названій зоні локалізоване в однотипних родовищах альбітитової формації — Северинівському, Мічуринському (разом з флангами), Юріївському, а золоторудна мінералізація представлена двома різними в генетичному плані типами — золото-кварцовими (з телуридами) родовищами, зокрема Східно-Юріївським, та проявами самородного і сульфідного (з піритом) золота в діафторитах, тобто так званого діафторитового золота. На рис. 2 проілюстровано випадок діафторитового золота і, на наш погляд, це є достатньо надійним свідченням його складної природи саме з точки зору встановлення джерел речовини.

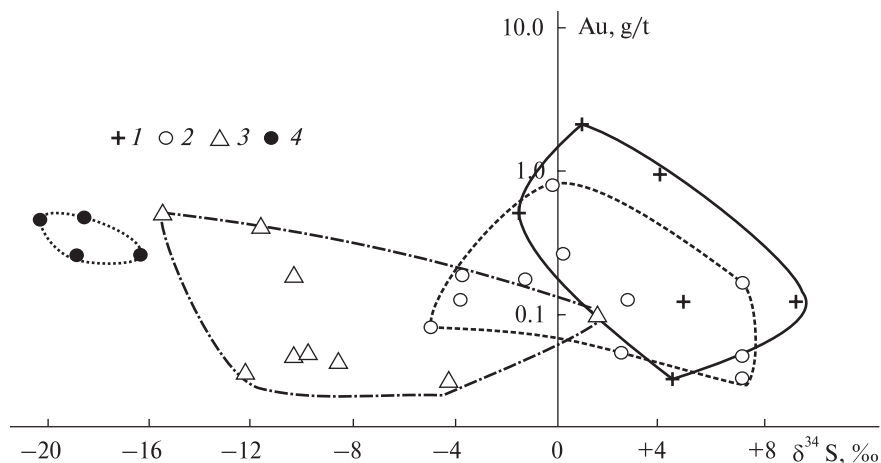


Рис. 2. Залежність між вмістом золота та ізотопним складом сірки ($\delta^{34}\text{S}$) в піритах Северинівського родовища урану: 1 — із діафторованих мігматитів, діафторитів; 2 — діафторитів альбітизованих, 3 — альбітитів, в тому числі тих, що вміщують уранове зруденіння; 4 — післяальбітитових жилок

Fig. 2. Dependence between the content of gold and the isotopic composition of sulfur ($\delta^{34}\text{S}$) in pyrites of the Severynivske uranium deposit: 1 — pyrite of diaphthorites migmatites, diaphthorites; 2 — pyrite of diaphthorites albitized; 3 — pyrite of albitites, including containing uranium ores; 4 — pyrite veins of post-albitites

Таблиця 4. Ізотопно-геохімічне порівняння піритів родовищ урану і золота Кіровоградської ТМЗ раннього протерозою та золотоносних зеленокам'яних структур архею Середнього Придніпров'я (дані Ю.О. Фомина)
Table 4. Isotope-geochemical comparison of pyrites deposits of uranium and gold of Kirovograd TMA with Early Proterozoic and gold-bearing green stone structures of the Archean of the Middle Dnieper (data by Yu.O. Fomin)

Зразок	n_1/n_2	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Au, г/т	Co, г/т	Ni, г/т	Co/Ni
1	233/88	-4,7...+9,2 (+1,9)	0—5000	0—2500 (565,9)	0—3800 (501,7)	0,02—12,0 (1,1)
2	19/1	-0,4...+9,8 (+4,0)	600	100	30	3,3
3	145/36	-20,3...+11,3 (-3,7)	0,03—2,2	9—710 (224,3)	1—255 (103,3)	0,1—18,0 (2,2)
4	73/36	-20,3...+9,7	0,03—2,2	9—710 (224,3)	1—255 (103,3)	0,1—18,0 (2,2)
5	17/17	-20,3...-3,3 (-10,2)	0,03—0,5	9—520 (179,5)	1—191 (82,5)	0,1—18,0 (2,2)
6	11/11	-1,6...+3,9 (+0,9)	0,06—2,2	110—710 (307,7)	56—255 (150,3)	0,5—5,1 (2,0)
7	6/6	+4,6...+7,3 (+6,2)	0,04—0,18	60—410 (198,0)	20—182 (76,2)	1,4—4,9 (2,6)

П р и м і т к а. *Архей*: 1 — пірити рудопроявів та родовищ золота Чортомлицької (Балка Широка) і Сурської (Сергіївське родовище і Золота Балка) структур. *Ранній протерозой*: 2 — пірити Східно-Юрїївського родовища руд золото-кварцової формації; 3 — пірити уранових родовищ (Северинівського, Ватутинського, Мічуринського і Юрїївського) альбітизованої формації; 4—7 — те саме, Северинівського родовища: в цілому (4) і в різних діапазонах значень $\delta^{34}\text{S}$ — стійко від'ємних (5); близьких до метеоритного стандарту (6); стійко додатних (7). У дужках — середні значення ізотопних і геохімічних параметрів; n_1/n_2 — у чисельнику кількість вимірювань $\delta^{34}\text{S}$, у знаменнику — кількість проб з визначеним вмістом Au, Co, Ni. Проби із значенням Co або Ni, рівним 0, виключено з розрахунку співвідношення Co/Ni.

Note. Archaean: 1 — pyrites of the ore deposits and deposits of gold from Chortomlytska (Balka Shyroka) and Surska (Sergiyvske deposit and Gold Balka) structures. *Early Proterozoic*: 2 — pyrites the East-Yuriyvske deposit of ores gold-quartz formation; 3 — pyrites of the uranium deposits (Severynivske, Vatutinske, Michurinske and Yuriyvske) of the albitite formation; 4—7 — the same, Severynivske deposit: in general (4) and in different ranges of values $\delta^{34}\text{S}$ — consistently negative (5); close to meteorite standard (6); consistently positive (7). The parentheses show the average values of the isotopic and geochemical parameters; n_1/n_2 — in the numerator, the number of measurements $\delta^{34}\text{S}$, in the denominator the number of samples with the specified content Au, Co, Ni. Samples of Co or Ni equal to 0 were excluded from the calculation of the Co/Ni ratio.

Вміст золота та ізотопний склад сірки ($\delta^{34}\text{S}$) в піритах Северинівського родовища урану (рис. 2) демонструють чітку тенденцію переважного накопичення золота саме у піритах, що

належать до діафторитової генерації з сіркою, яка має ізотопний склад, близький до сірки троїлітової фази метеоритів ($\delta^{34}\text{S} -1,6 \dots +3,9 \text{ ‰}$), причому в зонах крихких деформацій (див.

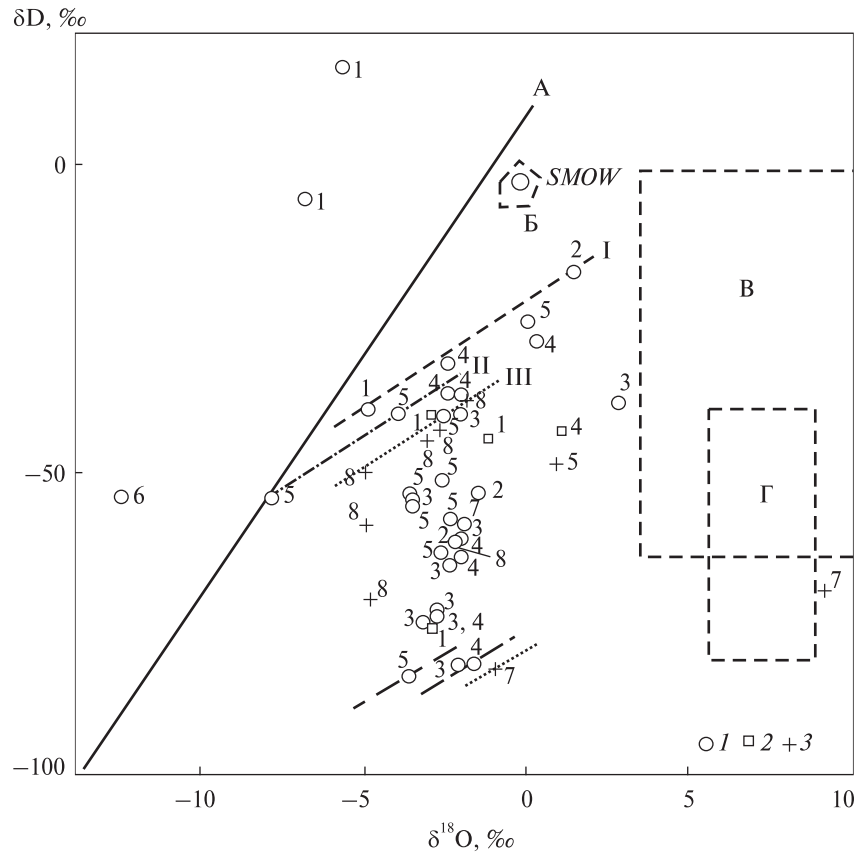


Рис. 3. Діаграма $\delta D - \delta^{18}O$ H_2O флюїдних включень у мінералах родовищ Au і U докембрію Українського щита. Мінерали: 1 — кварц, 2 — пірит, 3 — польові шпати. Цифри біля фігуративних точок відповідають рудним родовищам (табл. 5). Граничні лінії: I — Сурська і Чортомлицька золотоносні структури Придніпров'я (1–4); II — Східно-Юріївське родовище золото-кварцової формації (5); III — родовища урановорудних альбітитів (6–8); А — лінія метеорних вод, Б — океанічні води, В — метаморфічні води, Г — магматичні води

Fig. 3. Diagram $\delta D - \delta^{18}O$ H_2O of fluid inclusions in the minerals of deposits Au and U of the Precambrian of the Ukrainian Shield. Minerals: 1 — quartz, 2 — pyrite, 3 — feldspars. Figures near figurative points correspond to ore deposits (Table 5). Limit lines: I — Surska and Chortomlyk gold-bearing structures of Middle Dnieper (1–4); II — East-Yuriyvske deposit of gold-quartz formation (5); III — deposits of uranium ore albitites (6–8); A — line of meteoric waters, Б — ocean waters, В — metamorphic waters, Г — magmatic waters

табл. 4). Ця тенденція зберігається і для частини зразків слабо альбітизованих діафоритів. Аналізуючи графік, відмітимо також невелике, але достатньо виразне підвищення золотоносності піритів у складі уранових руд (рудних альбітитів).

Пірити у вказаному вище ізотопному діапазоні сірки, поряд з Au, у підвищеній кількості концентрують Ni і Co. Максимум Au (2,2 г/т) співпадає з $\delta^{34}S +0,8$ ‰ та високим вмістом Ni 176 і Co 520 (г/т). Вся ця тріада кореляційно пов'язана між собою ($r_{Au-Ni} = +0,48$; $r_{Au-Co} = +0,60$; $r_{Co-Ni} = +0,65$, зв'язок достовірний), що, на нашу думку, означає їх генетичну спорідненість. В альбітизованих діафоритах тієї ж зони (Північно-Коноплянська ділянка Мічуринського рудного поля) нами виявлене

самородне золото (Au 80,8–93,7; Ag 7,0–19,3 %) в асоціації з піритом, сірка цього піриту має аналогічний ізотопний склад ($\delta^{34}S -2,3...+3,8$ ‰).

Усі ці факти підтверджують висновок про значну вірогідність проникнення у ГМЗ глибинної речовини. Кажучи про глибинну природу "діафоритового золота", ми припускаємо зв'язок Кіровоградського розлому (як і інших зон такого типу) з архейським фундаментом.

Із цим припущенням цілком узгоджуються наші дані стосовно складу ($\delta^{34}S$, Au, Ni, Co) піритів Сурської та Чортомлицької структур (табл. 4), 90 % сірки яких мають діапазон $\delta^{34}S 2,5...+4,5$ ‰. Багато з них золотоносні, і, скоріше за все, містять мікровключення самородного золота, вміст у них Ni і Co в середньому

(на всіх об'єктах) вищий, ніж у піритах ранньопротерозойських родовищ Au і U.

Чергове рециркулювання сульфідного матеріалу в процесі альбітизації призводило до "очищення" піритів від елементів-домішок та від можливих тонких мінеральних включень із подальшою їх фіксацією у вигляді самостійних мінеральних фаз. Продуктивна асоціація повнопроявлених альбітитів також містить пірит у зростанні з ферібютитом та анкеритом. Цей пірит має значення $\delta^{34}\text{S} +1,2\text{‰}$ та підвищену концентрацію Au (0,11 г/т), Co (140) і, особливо, Ni (255). І в цьому випадку, враховуючи зв'язок даної мінералізації з проявом крихких деформацій, є логічним висновок про глибинне джерело речовини.

Варто відмітити, що окрім Северинівського родовища такі пірити виявлено і на Ватутінському, причому рудовмісним породам і рудам цих об'єктів притаманний найвищий вміст Ni (до 1000 г/т) і Co (до 100 г/т). Навпаки, у Новокостянтинівському родовищі, пов'язаному з типово коровими ультраметаморфічними гранітами (Новоукраїнський масив) кількість цих елементів мінімальна (8—11 і 4—12 г/т відповідно).

На відміну від "діафоритових" проявів, на Східно-Юрїївському родовищі золота ознак глибинності речовини не знайдено. Але встановлено зв'язок рудної мінералізації з едуктом у складі чечеліївської світи, який містить графіт та сульфід. За даними Л.М. Ганжі та ін. (1991), саме графітові гнейси відрізняються підвищеним вмістом золота (в середньому 50,7 мг/т). При цьому навіть макроскопічно добре видно перевідкладення графіту на контактах біотит-графітових гнейсів і граніт-пегматоїдної лейкосоми з індивідуалізацією та збільшенням мінеральних індивідів, у тому числі й графіту, який на золоторудній частині Юрїївського рудного поля, на відміну від уранової, аж ніяк не окиснюється (відновлювальні умови).

Для визначення природи води рудоутворювального флюїду використано класичну діаграму $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ H₂O (рис. 3). У нашому випадку вона демонструє головний тренд, однаково характерний для архейських і ранньопротерозойських об'єктів. Цей тренд показує зв'язок води флюїдних включень із метеорною водою. Відхилення фігуративних точок від лі-

Таблиця 5. Ізотопний склад Н, О, С для H₂O і CO₂ флюїду в мінералах родовищ U і Au

Table 5. Isotope composition H, O, C for H₂O and CO₂ fluids in the minerals of deposits U and Au

Мінерал (n)	H ₂ O			CO ₂			T, °C
	мг/кг	$\delta\text{D}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	мг/кг	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	
<i>5. Східно-Юрїївське родовище золота</i>							
Мікроклін (1)	330	-48	+0,4	217	-14,7	+16,5	550—430
Кварц (10)	120—420	-83...-41	-7,8...-2,2	17—117	-18,1...-7,3	+11,7...20,0	225—125
<i>6. Новокостянтинівське родовище урану</i>							
Кварц (17)	33—719	-90...-40	-25,2...+2,8	1,4—13	-26,0...+1,6	+23,6...31,0	420—53
<i>7. Северинівське родовище урану</i>							
Ортоклаз (1)	800	-78...-63	+8,6...+10	25	-12,4	+27,0	630—730
Мікроклін (1)	333	-58	-2,0...-1,5	8,3	-5,7	+32,1	465—400
Альбіт (1)	200	-81	-1,4...-0,7	166,6	-10,6	+27,2	300—105
<i>8. Ватутінське родовище урану</i>							
Олігоклаз (1)	67	-59	-4,7	8,3	-6,2	+33,1	—
Мікроклін (3)	100—283	-70...-43	-4,9...-2,7	13—83	-5,5...-1,9	+33,4...36,6	410—250
Альбіт (3)	167—400	-63...-38	-3,1...-1,6	6,7—15	-19,2...-3,2	+29,5...33,2	410—130

Примітка. Температуру мінералоутворення визначено на основі вивчення флюїдних включень або розрахунку ізотопної рівноваги: 5 — ізотопна рівновага систем кварц — мікроклін та кварц — вода; 6 — кварц — альбіт — вода, альбіт — вода, карбонат — вода; 7 — реліктовий ортоклаз — вода, альбіт — вода; для всіх мінералів вивчена гомогенізація включень.

Note. The temperature of mineral formation is determined on the basis of study of fluid inclusions or the calculation of isotope equilibrium: 5 — isotope equilibrium of quartz — microcline systems and quartz — water; 6 — quartz — albite — water, albite — water, carbonate — water; 7 — relict orthoclase — water, albite — water; homogenization of inclusions has been studied for all minerals.

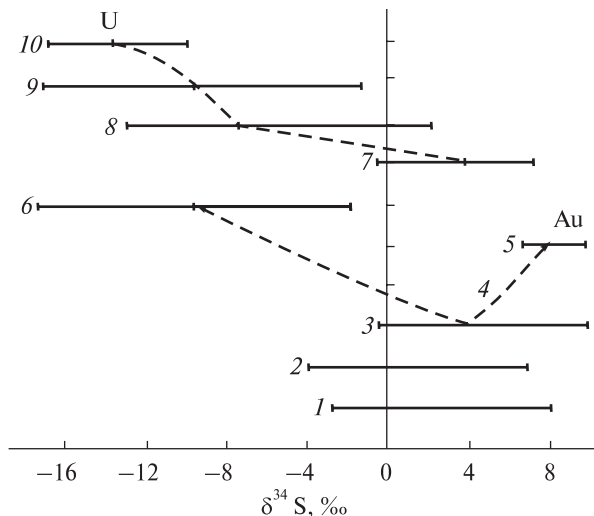


Рис. 4. Порівняльна ізотопна характеристика сірки сульфідів золотого і уранового зруденіння Компаніївського рудного поля: 1 — пірит, піротин гданцівської світи; 2 — те саме, глеювацької світи; 3–6 — Юрїївське родовище золота: пірит гнейсів і лейкосоми чечеліївської світи (3); піротин зальбандів жил кварцу (4); арсенопірит золотоносних зон (5); пірит зон альбітизації (6); 7–10 — Юрїївське родовище урану, пірит: діафторованих гранітів і гнейсів чечеліївської світи (7); підлужених порід і альбітитів (8); альбітитів безрудних (9), руд (10)

Fig. 4. Comparative isotopic characteristic of sulfur sulfides of gold and uranium ores of the Companiivske ore field: 1 — pyrite, pirotyne of the Gdantsivska formation; 2 — the same, Gleyuvatska formation; 3–6 — Yuriyvske deposit of gold: pyrite of gneisses and leykosomes of the Checheliyv formation (3); the pirotyne of the swarms lived quartz (4); arsenopyrite of gold bearing zones (5); pyrite of the albitization zones (6); 7–10 — Yuriyivske deposit of uranium, pyrite: dihellated granites and gneisses of the Checheliyv formation (7); sublumen rocks and albitites (8); albitites without ore (9), ores (10)

нії метеорних вод із пропорційним обважнінням вод дейтерієм і киснем пояснюється їх взаємодією та ізотопним обміном з породами едукту. Більш-менш чітко такі тренди простежено для мінералів Юрїївського (Au) і Ватутінського (U) родовищ раннього протерозою. Під час достатньо довгої взаємодії вода — порода можна говорити про "порові" (або навіть "формаційні") води, що з'ясовано нами на основі розрахунку ізотопно-кисневих рівноваг карбонат — вода чи кварц — вода Северинівського родовища. Виняток складає лише один зразок, де вода, пов'язана з реліктовим ортоклазом, за відношенням $\delta D - \delta^{18}O$ (рис. 3, табл. 5) є магматогенною (630–730 °C).

Резюмуючи цей розділ, особливо відмітимо складність рудоутворювальних систем розгля-

нутих родовищ із періодичним проникненням у них (конкретно у зони передальбітитових та передрудних крихких деформацій глибинної речовини у вигляді діоксиду вуглецю, сірки, золота і деяких елементів-домішок із подальшим рециркуванням матеріалу (як золота, так і урану) на місці. Вода флюїдів — метеорна, у закритих системах вона може бути формаційною; поодинокі релікти магматогенної води є свідком проходження вихідних гнейсових товщ у гранітизаційний етап через палінгенне плавлення.

З'ясування можливих механізмів та фізико-хімічних умов міграції речовини і мінераловідкладення під час рудоутворення. Ізотопно-геохімічні відомості, зокрема, стосовно сірки сульфідів, разом із викладеними вище результатами, допомогли встановити принципову розбіжність фізико-хімічних умов формування золотого і уранового зруденіння у межах одного (Компаніївського) рудного поля.

Шляхом порівняння співвідношення ізотопів сірки в сульфідних системах пірит, піротин, арсенопірит у золотокварцових рудах і пірит у уранових альбітитах, а також тих й інших із піритом і піротином у вихідних породах металеносного літолого-стратиграфічного і вікового (гданцівсько-чечеліївського) рівня (рис. 4 [10]) виявлено різні ізотопно-геохімічні тенденції у ході наростання інтенсивності процесів.

Різниця альтернативних тенденцій змінення значень $\delta^{34}S$ сульфідів в урановому і золоторудному рядах, відповідно полегшення і обважніння, свідчить про окиснювальну (у першому процесі) і відновлювальну (у другому) обстановки рудоутворення в близьких діапазонах значень температури: 410–125 і 400–110 °C. У разі поодиноких проявів лужного метасоматозу (альбітизації) в золоторудному полі пірити останніх підпорядковуються тенденції уранового процесу, тобто полегшенню в окиснювальних умовах.

Окрім таких тенденцій, висновок про протилежні обстановки підтверджують і мінералогічні ознаки. В уранових альбітитах разом із піритом у невеликій кількості присутні барит (сульфатна форма сірки) і гематит із окисною формою заліза. В золоторудних проявах (не тільки Юрїївського, але й інших типів родовищ, зокрема архейських) барит не виявлено, але зафіксовано поодинокі пірити зі значним обважнінням сірки ($\delta^{34}S +12,3 \text{ ‰}$), механізмом утворення яких визнано відновлення древ-

ніх сульфатів до сульфідної форми [14]. Як зазначено вище, в уранових альбігітах відбувається окиснення графіту, а у золоторудних проявах графіт разом з біотитом, сульфідами та іншими мінералами підлягає неодноразовому рециркуванню.

Рециркування як дуже важливий механізм формування мінералоутворювальних систем для уранових родовищ (Северинівського, зокрема) розглянуто вище на прикладі карбонатів у температурному діапазоні 270–70 °C (табл. 3).

Рециркування чітко проявлене і на Юрїївському родовищі золота, для якого з метою уточнення генетичного механізму відкладення руд виконано комплексне геолого-мінералогічне та ізоотно-геохімічне вивчення кварцу рудних і колорудних зон у 10 зразках (рис. 5) [9]. Всі зразки характеризують золотоносний етап формування родовища, але різні його часові та просторові частини, різний ступінь інтенсивності процесу, отже, і різний рівень накопичення золота, що поступово наростає, за загального зниження температури. Ізотопна температура (225–125 °C) впевнено збігається з температурою гомогенізації ГРВ золоторудного кварцу (245–120 °C) [8], тобто є достовірною. Тренди чітко демонструють дискретність рудного процесу.

Верхній тренд об'єднує зразки з початковою рекристалізацією вихідного кварцу (пегматоїдної основи або жильних флюїдитів) без порушення структурної основи, "сухими" контактами і первинним накопиченням золота. Нижній тренд, повторюючи попередній, характеризує передрудну фазу процесу зі збереженням структурної (кварцової) основи у вигляді реліктів серед новоутвореного кварцу і появою навколожильних метасоматичних проявів. Останні формують мікроагрегат адуляру, кварцу, анкериту, слюд — мусковіту, флогопіту, біотиту, а також піриту з загальним підвищенням значення $K_2O:Na_2O$ і вмісту Fe. Такі метасоматити за складом подібні до класичних губбіттів (згідно з Д.С. Коржинським), вони фактично "відкривають" гідротермально-метасоматичний золоторудний процес. Нарешті, поодинокий (самий нижній) зразок — це промислові руди, у ньому, поряд із особливостями другої групи, проявлена золото-сульфідна мінералізація з самородним золотом.

Бар'єрне підвищення температури і таке ж різке падіння парціального тиску CO_2 , яке

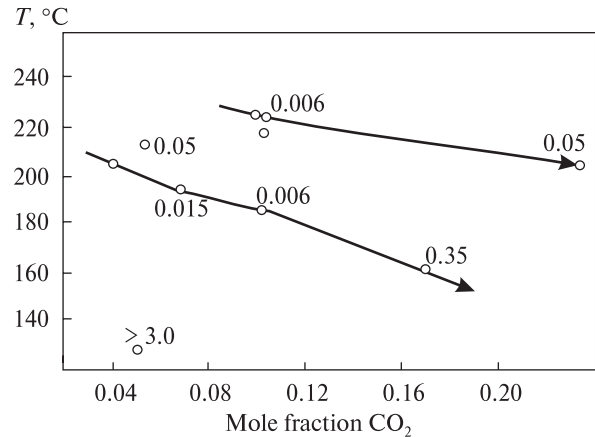


Рис. 5. Тренди залежності між температурою утворення, мольною часткою CO_2 у включеннях (мг/т) і вмістом золота (г/т) кварцу Юрїївського родовища золота. Температуру розраховано за $\delta^{18}O$ матриці і води включень, виходячи з рівноваги у системі кварц — H_2O . Вміст золота (вказаний у середині рисунку, г/т) визначений хіміко-спектральним методом у ЦЛ КП "Кіровогеологія". Точки, позначені колами, — результати вимірів у зразках кварцу

Fig. 5. Trends in the dependence between the temperature of formation, the molar fraction of CO_2 in inclusions (mg/t) and the content of gold (g/t) for quartz of the Yuriyske gold deposit. The temperature is calculated by $\delta^{18}O$ of the matrix and water of inclusions, proceeding from equilibrium in the quartz — H_2O system. The content of gold (indicated in the middle of the figure, g/t) is determined by the chemical-spectral method in the CL of the KP "Kirovgeology". The circles indicate the position of quartz samples

мало місце в період між ранніми фазами мінералоутворювального процесу, свідчить про порушення рівноваги у системі, тобто про локальний прояв тектонічних деформацій. Поодинокий зразок, можливо, означає на графіку пізній тренд для низькотемпературних умов і з подальшим падінням у системі мольної частки діоксиду вуглецю. Це збігається з фактично встановленим проявом у рудах локальних крихких деформацій, що безпосередньо передували відкладенню продуктивної асоціації (або асоціацій).

Відрізняються зразки і за ізоотопними параметрами (δD і $\delta^{18}O$, ‰). Загальним для вивченої серії є переважне зменшення вмісту дейтерію та ^{18}O у воді включень від ранніх генерацій кварцу (–62...–51; –3,6...–2,2) до пізніх (–83...–41; –7,8...–2,8) відповідно, що вказує на збільшення ролі метеорної води у флюїді. На цьому фоні вода включень деяких, здебільшого рудних, зразків із інтенсивно розвинутими навколорудними проявами характеризується

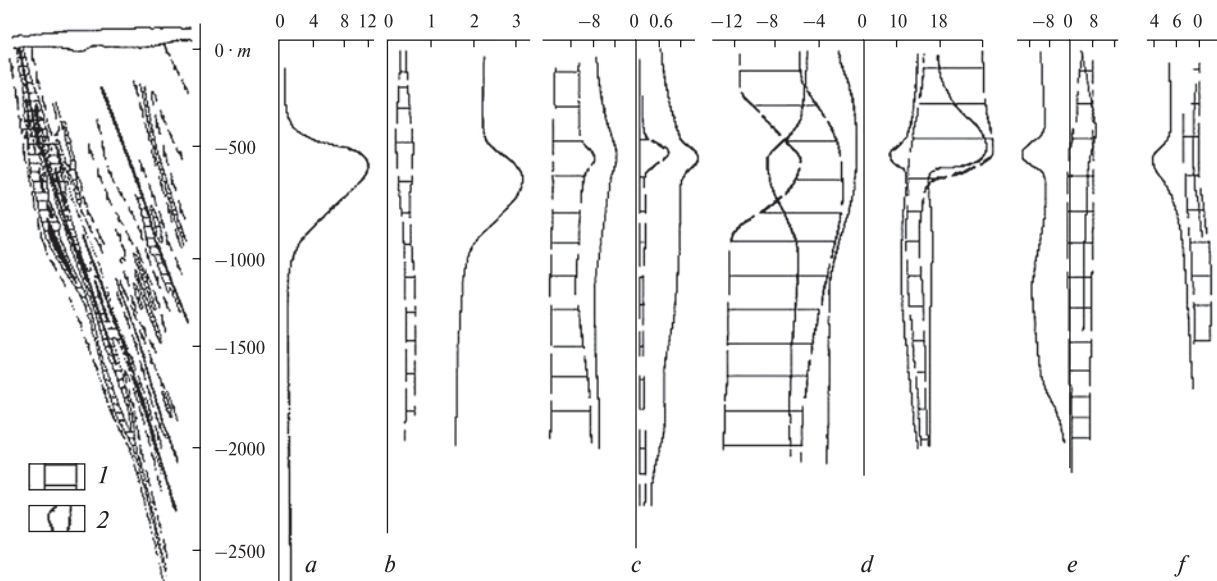


Рис. 6. Ізотопно-геохімічна зональність Северинівського родовища урану, за Ю.О. Фомінін [1, 14]. Ліворуч — схематичний розріз за профілем 103. Графіки відображають параметри рудної зони: *a* — продуктивність зони — добуток потужності рудних тіл (м) і вмісту в рудах урану (%); *b* — ступінь окисненості — $Fe_2O_3 : FeO$, виявлена на основі хімічного аналізу; *c* — вміст $C_{вал}$ (%) (ліворуч), значення $\delta^{13}C_{вал}$ (‰) (праворуч); *d* — ізотопний склад (‰) вуглецю (ліворуч) і кисню (праворуч) карбонатів; *e* — ізотопний склад (‰) сірки піритів; *f* — ізотопний склад кисню польових шпатів (‰); 1 — діафторити; 2 — натрієво-карбонатні метасоматити

Fig. 6. Isotope-geochemical zonation of Severynivske uranium deposit, by Yu.O. Fomin [1, 14]. On the left, a schematic section on profile 103. On the right, graphs reflecting the parameters of the ore zone (from left to right): *a* — productivity of the zone is the product of the capacity of the ore bodies (m) and the content of uranium ores (%); *b* — degree of oxidation — $Fe_2O_3 : FeO$, found on the basis of chemical analysis; *c* — content of C_{val} (%) (left) the value is $\delta^{13}C_{val}$ (‰) (right part), *d* — isotope composition (‰) of carbon (left) and oxygen (right side) of carbonates; *e* — isotope composition (‰) of sulfur pyrite; *f* — isotopic composition of feldspar oxygen; 1 — diafluorites; 2 — sodium carbonate metasomatites

збагаченням дейтерієм ($\delta D -55...-41$ ‰); що ми пов'язуємо з надходженням легкого ізотопу (протію) у гідроксил-радикали слюдистих мінералів навколорудних метасоматитів. Навпаки, зразки з полегшеною ($\delta D -83...-62$ ‰) водою включень характеризуються найменшою інтенсивністю власне метасоматичних процесів.

Отже, можна стверджувати, виходячи з багату-ступеневої моделі становлення золоторудних зон Юріївського родовища, що неодноразовий прояв крихких деформацій із розкриванням системи в діапазоні температур $225-125$ °C немінуче супроводжувався надходженням до неї метеорної води, яка далі частково витрачалась на формування гідроксилвмісних мінералів у бокових породах. Вказані зони відрізняються від діафторитових (на уранових родовищах) відсутністю зв'язку з глибинним (Кіровоградським) розломом.

Виявлення ізотопно-геохімічної зональності. Дослідження зональності взагалі і ізотопно-геохімічної зокрема є одним із найважливіших генетичних та прогнозних завдань, але, разом із тим, однією із найважчих частин дослід-

ження процесів рудоутворення. Складність цього завдання полягає, передовсім, у правильному виборі модельного розрізу досліджуваного об'єкту.

У цьому відношенні ідеальним об'єктом у нашій науково-геологічній практиці видається Северинівське родовище урану, пов'язане з гранично чітко проявленою і слабо пошкодженою ерозійними процесами однойменною ТМЗ у межах Кіровоградського розлому. Структури цього родовища відкриті — на поверхні кристалічного фундаменту в них локалізовані рудні альбітити, а головні рудні поклади починаються з глибини $250-350$ м і простежені до глибини 2000 м, де вони представлені забалансовими рудами. Вертикальний розмах зруденіння сягає $1400-1450$ м.

У кожному з восьми вивчених перетинів нами досліджено змінення ізотопних співвідношень сірки, вуглецю та кисню у системі вмісні породи — діафторити — натрієво-карбонатні метасоматити (альбітити) — руди, що, по суті, й виявило латеральну і вертикальну ізотопно-геохімічну зональність. З інших

параметрів, також для всіх перетинів, розраховано лінійну продуктивність — добуток вмісту урану (%) і потужності рудних покладів (м), а також відношення $Fe_2O_3 : FeO$ порід і руд як показник окисно-відновної обстановки у рудоутворювальній системі (рис. 6, табл. 6).

Латеральна ізотопно-геохімічна зональність обумовлена положенням рудно-альбітитових ореолів у ТМЗ, а також зміненням ізотопних і петро-геохімічних параметрів від вмісних порід і діафоритів до альбітитів, у тому числі рудних для всіх перетинів, тобто на всіх рівнях зони. Характер змінення цих параметрів, обумовлений проявом самих геологічних процесів, в основному показано вище у описах виконання інших завдань.

Вертикальна ізотопно-геохімічна зональність дуже чітко проявлена екстремальними значеннями ізотопних параметрів, що вказують на максимальну інтенсивність метасоматичного процесу, у т. ч. накопичення урану саме у рудних перетинах зони. Тобто ці параметри співпадають із найпродуктивнішими частинами зони. Епіцентр таких "бар'єрних" для обраного модельного розрізу зони значень відповідає горизонту 620 м, що повністю підтверджується піком лінійної продуктивності

(до 11,49 м·%), а також максимальними значеннями $Fe_2O_3 : FeO$ (до 3,34) — максимального ступеня окиснення заліза.

Надрудні та підрудні перетини в ізотопному відношенні подібні, за винятком широкого розвитку у перших (а також у рудних) і відсутністю в останніх кальцитів із важким киснем ($\delta^{18}O > 16\text{‰}$). У корневих частинах зони змінення ізотопних параметрів у метасоматичному процесі мінімальне. Аналогічно змінюється у розрізі лінійна продуктивність і відношення $Fe_2O_3 : FeO$, які зменшуються як вгору, так і униз від рудних перетинів, досягаючи у корневих частинах зони 0,03 і 0,26—1,40 відповідно. У вмісних породах і діафоритах значення $Fe_2O_3 : FeO$ на всіх рівнях становить 0,15—0,55.

Отримані дані з усією очевидністю свідчать про функціонування в уранових ТМЗ (родовищ альбітитової формації) геохімічних окиснювальних бар'єрів, що мають найважливіше значення рудної локалізації в умовах складних геологічних систем (метаморфогенне середовище — глибинні еманції — метеорні води) і фіксуються за ізотопно-геохімічними параметрами. Виявлення таких бар'єрів дає можливість досить впевнено прогнозно оцінювати рудну зону з точки зору її ерозійного зрізу, а та-

Таблиця 6. Ізотопно-геохімічні параметри у перетинах рудної зони Северинівського родовища урану [1, 14]
Table 6. Isotope-geochemical parameters at the intersections of the ore zone of the Severynivske uranium deposit [1, 14]

Параметр	Перетини зони			
	Надрудні	Рудні	Підрудні	Кореневі
Лінійна продуктивність, м·(%) $Fe_2O_3 : FeO$ порід, руд	0,29—0,35 0,19—2,18	2,58—11,49 0,15—3,34	0,14 0,26—1,64	0,03 0,26—1,40
$C_{вал}$ вміст, % $\delta^{13}C$, ‰	Сл.—0,63 -11,2...-7,4	0,03—1,64 -16,0...-3,9	Сл.—0,97 -16,6...-5,2	Сл.—0,68 -16,0...-7,6
Карбонати $\delta^{13}C$, ‰ $\delta^{18}O$, ‰	-11,4...-1,6 +11,0...+25,3	-9,3...-0,8 +8,0...+27,5	-12,5...-1,9 +9,6...+15,7	-13,5...-6,2 +13,2...+15,3
Пірит, $\delta^{34}S$, ‰ Польові шпати, $\delta^{18}O$, ‰	-15,9...+6,9 +5,2...+8,0	-20,3...+9,7 +3,5...+8,6	-15,8...+2,6 +6,5...+8,7	-6,3...+5,4 —

Примітка. Всі параметри визначено у межах інформативного (модельного) розрізу за профілем 103 у центральній частині родовища (переважно рудна зона № 3). Зону вивчено у восьми перетинах; у тому числі: надрудних — св. 1275 і 867; рудних — гірничі виробітки горизонтів 530, 620, 710 м; підрудні — св. 869; кореневі — стволи 3000 і 3002 надглибинної свердловини. Наведені розмежування є достатньо умовними саме для сучасного стану розвідувальних робіт; Сл. — сліди.

Note. All parameters are defined within the informative (model) section of profile 103 in the central part of the deposit (predominantly ore zone No. 3). The zone is studied from 8 sections; including: super-destructive — bh. 1275 and 867; ore mines are the horizons of 530, 620, 710 m; dirty — bh. 869; the root — the trenches 3000 and 3002 superdeep wells. The given delimitation is sufficiently conditional for the current state of exploring work; Сл. — traces.

кож на глибину. Варто підкреслити, що на різних родовищах рудоконтролювальні бар'єри проявлені на різній глибині. На Северинівському родовищі це 620—710 м, на Ватутінському — значно вище: 220—340 м, на Коноплянському, навпаки, глибше: 900—930 м.

Установлення генетичного типу родовища. Найменування генетичних типів родовищ у відомих класифікаціях здебільшого відображають формальні ознаки. На наш погляд, характеризуючи те чи інше родовище важливо визначити головні модельні особливості процесів рудоутворення. Для дослідження золотого і уранового рудогенезу у межах Інгульського мегаблоку ці особливості ми показали у викладенні завдань у об'ємі, який є необхідним і достатнім для розшифрування їхнього походження.

Звернемось ще раз до прикладу Компаніївського рудного поля, а саме до Юріївського родовища (у широкому сенсі), де руди Au-квар-

Таблиця 7. Результати вивчення органічної речовини Адамівського родовища (за даними Ф.І. Березовського та ін.)

Table 7. Results of the study of the organic matter of the Adamivske deposit (according to F.I. Berezovsky et al.)

Показник	Тип органічної речовини	
	1 (8 зразків)	2 (14 зразків)
Щільність, г/см ³	1,02—1,19	1,33—1,77
Зольність, %	0,2—5,0	4,14—40,9
Вихід летких, %	90,4—96,5	62,0—64,0
Вихід ХБА, % (розчинність у хлороформі)	11,7—36,7	0,07—0,25
Вихід СББА, %	0,6—35,0	0,41—1,52
<i>Вміст, %</i>		
C _{вал}	75,7	52,4
H _{вал}	11,2	3,7
S _{вал}	3,0	2,7
C _{карб}	0,0	0,7
Сг	78,4	64,3
Нг	11,6	4,5
(O + N + S) г	9,8	31,2
<i>Атомні співвідношення</i>		
Нг/Сг	1,77	0,86
Oг/Сг	0,10	0,38
δ ¹³ C, ‰ PDB	−24,4...−21,0	−20,0...−16,6
δD, ‰ SMOW	−118...−98	−232...−156

П р и м і т к а. Скорочення назв хімічних компонентів надано у авторському написанні.

N o t e. The abbreviation of the names of chemical components is left in the author's writing.

цової та U-альбітитової формацій розмежовані у часі та просторі. Золото-кварцове зруденіння локалізоване у східному (навислому) боці Кіровоградського розлому, час його формування за ізотопно-свинцевим співвідношенням у галеніті становить 2000 ± 200 млн рр. Уранове зруденіння поширене у західному (лежачому) боці того ж розлому, ізотопний вік його — 1750 ± 50 млн рр.

Відносно гранітоїдної купольної структури центральної частини Інгульського мегаблоку як найвірогіднішого джерела енергії прояви золота можуть розглядатись як зовнішня, урану — як внутрішня зони у єдиній латеральній зональності. Відповідно, температурні умови їх формування (температура гомогенізації флюїдних включень у мінералах, °C) близькі, але для уранових проявів значення дещо вищі (410—125, безпосередньо уранові альбітити 316—200), ніж для проявів золота (400—110, золотоносний кварц із сульфідами та телуридами вісмуту 240—125).

Серед інших факторів контролю рудних утворень обох формацій важливими у генетичному відношенні є також загальні геолого-речовинні фактори. Це, по-перше, наявність складеної у передрудний час структурної основи: системи флюїдизитових жил і зон окварцування (кварц-мікроклінової лейкосоми) з тектонічно порушеними контактами в золото-рудних полях та зон об'ємного катаклазу і діафторезу в полях уранових руд. По-друге, прояви навколорудного метасоматозу у вигляді локальних, на тлі широкого покварцування, мікроутворень ("облямівок") калієвих агрегатів гумбеїтового типу біля золото-кварцових руд і широких зон натрієво-карбонатних метасоматитів (альбітитів), які вміщують уранові руди (зі своїми натрій-залізістими, метасоматичними "облямівками"). По-третє, це речовинний склад самих руд: золото-сульфідна з телуридами асоціація у перших і чисто уранова у других, поклади обох супроводжувались консервацією рудоутворювальних флюїдів у вигляді газово-рідких включень типово гідротермальної середньотемпературної природи.

Зародження водовмісного флюїду обумовлене постгранітизаційним кремній-калієвим метасоматозом, як і інверсія ортоклазу в мікроклін в умовах амфіболітової фації метаморфізму за температурою 450—500 °C [7, 12]. Дійсно, інверсійний репер знаходиться в температурному інтервалі існування водовмісного

флюїду, з яким такий метасоматоз регіонального значення генетично пов'язаний. Саме з нього розпочинається регресивний процес за участі флюїдів, основою яких була метеорна вода; в межах цього процесу (у регресивному ж режимі) функціонувала спочатку золоторудна, а потім і уранова системи. Трансформація золоторудної системи в урановорудну відбувалась на тлі остигання гранітних куполів і закладення в результаті цього остигання тріщин контракції на периферії з подальшим проявленням в них діафорезу, а також зі зміною відновлювального кремній-калієвого процесу окиснювальним лужно-натрієвим.

Важливою для розуміння такої трансформації є гіпотеза походження у золоторудних полях флюїдизитів із висококонцентрованих лужно-кремнієвих розчинів (рідкого скла) з міграцією кремнію у формі гідросилікатів натрію типу $\text{Na}_2\text{SiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ [4]. Роль каталізаторів, скоріше за все, відігравали CO_2 і SO_2 . Екстрагування розсіяного у породах золота, а також привнесення у зони додаткової кількості калію можна зв'язати з наявністю у складі флюїдів ціанідів, що підтверджується високою концентрацією у флюїдах золоторудної частини Юрїївського родовища, поряд із різними формами вуглецю, також високої концентрації азоту. Осадження кремнію з флюїдів призвело до звільнення значної кількості натрію з подальшою його міграцією у бік зон розущільнення, якими, безумовно, були зони діафорезу. Масштабне зеленокам'яне переродження порід за значної участі CO_2 , ураховуючи переважну наявність урану в розчинах у вигляді ураніл-карбонатних комплексів [8], спричинило накопичення у діафоритах значної кількості "порових" вод і урану в мобільних формах.

Отже, головним джерелом речовини, як рудної (золото, уран), так і мінералізаторів (сірка, вуглець), були вмісні породи, в основному гнейсові товщі продуктивного чечеліївського літолого-стратиграфічного і вікового рівня. Виняток складають "діафоритове золото", пов'язане з розломами глибинного проникнення, аж до золотовмісних порід архейського фундаменту, а також активізація тих же ураноносних зон у передрудний період із проникненням саме в ділянки крихких деформацій глибинних компонентів.

Розроблення ізотопно-геохімічних критеріїв пошуків і прогнозу оцінки зруденіння. Це завдання завжди постає перед геологами на за-

вершальній стадії наукових досліджень будь-яких рудних об'єктів як прикладне у зв'язку з апробацією модельних (генетичних) розробок, а також у ході їх практичної реалізації на стадії пошуків та оцінки конкретних родовищ корисних копалин. У нашому випадку мова йде, головним чином, про ізотопно-геохімічні критерії / ознаки золотого і уранового зруденіння Інгульського мегаблоку. Останнє аж ніяк не виключає постійного і дуже широкого використання геологічної основи, а саме: літолого-стратиграфічних, структурних, магматогенних, мінералого-геохімічних, фізико-хімічних факторів контролю руд, але обов'язковим при цьому є застосування саме ізотопних методів дослідження речовини.

Ця робота вже виконана нами й детально висвітлена у ряді статей. Всі пошуково-прогнозні критерії, які було розділено на регіональні та локальні, відображені у матричному варіанті, тобто у вигляді трьох таблиць. Регіональні ознаки однаковою мірою характеризують родовища обох формацій, до них можна віднести геологічні чинники контролю руд для всього Інгульського мегаблоку. Локальні критерії характеризують певні рудні зони або навіть рудні тіла, їх виділення вимагає ретельного дослідження рудної речовини, тому вони описані окремо для руд золота і урану. Нижче наведемо ще один приклад достатньо надійної ізотопно-геохімічної ознаки рудоносності та відсутності такої для органічної речовини Адамівського родовища урану. Цей приклад не увійшов до попередніх розробок.

Адамівське родовище належить до ураново-бітумних Дніпрово-Донецької нафтогазоносною провінції. Зруденіння локалізоване у епігенетично змінених сіроколірних вуглистих породах у складі потужної товщі червоноколірних теригенних відкладів пермо-тріасового віку (осадовий чохол), які практично не містять органічної речовини. Безпосереднє дослідження органічної речовини з метою зв'язування зв'язку з нею уранових концентрацій виконано Ф.І. Березовським, Й.З. Коростишевським, Ю.М. Деміховим (табл. 7 [2]).

Було досліджено елементний склад органічної горючої речовини (водню — Нг; кисню — Ог; вуглецю — Сг), зразки яких належать до двох типів: 1 — безрудні тверді бурштиноподібні речовини червонувато-коричневого кольору, прозорі у тонкому шарі, 2 — рудні, вуглеподібні, крихкі матові речовини чорного кольору.

Відмінності цих речовин також установлені за низкою інших показників. Так, дані елементного вмісту горючої маси, показали, що речовини першого типу є найбільш відновлювальними, а речовини другого типу — окиснювальними. Високе атомарне значення Нг/Сг і, відповідно, низьке значення Ог/Сг для речовини 1 вказують на його високу ступінь насичення і відсутність ознак ароматичної чи вуглеподібної структури, що підтверджується значною розчинністю у хлороформі. Рудна речовина 2 має низьке значення Нг/Сг і високе Ог/Сг, тобто, зростає вірогідність його ароматичної та (або) вуглеподібної структури.

Високий вміст кисню у рудній органічній речовині свідчить про велику кількість гідроксильних, карбонільних і карбоксильних функціональних груп, які відіграють головну роль у процесах сорбції і концентрування урану та інших елементів із розчинів.

Результати досліджень чітко демонструють генетичні відмінності органічної речовини обох типів. Безрудна речовина 1 за цими параметрами займає простір між нафтами і сланцями, тоді як рудна речовина 2 розташовується у полях лігнітів і бурого вугілля або поблизу них. Дослідники [2] припускають, що безрудна органічна речовина близька за походженням до нафти чи її возгонів, а рудна органічна речовина може бути віднесена до рослинних залишків, багатих киснем, типу лігніну чи целюлози.

Весь комплекс отриманих даних однозначно свідчить про генетичний зв'язок уранових концентрацій із органічного речовинного вуглистою ряду, відсутність таких концентрацій вказує на речовину нафтового походження.

Завершуючи виклад матеріалу вважаємо

важливим підкреслити, що з точки зору кліматичних, геоморфологічних, гідродинамічних і гідрогеохімічних умов, а також потенційних джерел урану Інгульський мегаблок є дуже перспективним для пошуків поверхневих молодих концентрацій урану [1, 13]. Перспективність цього мегаблоку, перш за все, визначена поширенням тут так званого бучацького горизонту середнього еоцену, відклади якого збагачені вуглефікованими рослинними залишками і характеризуються відновним епігенезом з накопиченням урану та його елементів-супутників. Цей висновок підтверджено результатами виконаного нами всебічного зіставленням даних стосовно Канадського і Українського щитів [13]. Інтерес у цьому плані також становлять викладені у [13] матеріали щодо поверхневих уранових родовищ у США та Австралії. Ми також наполегливо рекомендуємо виконати ізотопні дослідження (С, Н, О) мінеральної та органічної речовини на таких перспективних ділянках.

Висновки. Ізотопно-геохімічні методи, безумовно, не є панацеєю під час вивчення процесів рудоутворення. Найважливішим є поєднання цих методів із ретельним геологічним та мінералого-геохімічним дослідженням рудних об'єктів. Загалом це і продемонстровано у статті, адже це дає можливість ретельно та об'єктивно оцінити характер і умови тонких генетичних перетворень, що відбувались у системі рудоутворення, і які не завжди можна спостерігати візуально навіть за допомогою сучасних петрографічних методів. Такий підхід має важливе практичне значення, даючи змогу системно підійти до виявлення критеріїв оцінки та пошуку рудних родовищ.

ЛІТЕРАТУРА

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.
2. Жуков Ф.И., Березовский Ф.И., Лесной Д.А., Коростышевский Й.З., Демихов Ю.Н. Генетическая связь урансодержащих органических веществ с производными углистою ряда. Докл. АН УССР. Сер. Б. 1983. № 3. С. 10—12.
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. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: Недра, 1988. 254 с.
5. Кобзарь В.Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1981. 104 с.
6. Коржнев М.Н., Фомин Ю.А. Эволюция условий накопления пород криворожской серии по геохимическим и изотопным данным. Геол. журн. 1992. № 3. С. 93—99.
7. 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.
8. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 213 с.

9. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита. *Допов. НАН України*. 2008. № 7. С. 123—129.
10. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Генетические типы золотого оруденения архейских зеленокаменных структур Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2003. 25, № 1. С. 95—103.
11. Фомин Ю.А. Изотопный состав серы и золотоносность пирита в натриево-карбонатных метасоматитах докембрия. *Докл. АН України. Сер. Б.* 1990. № 6. С. 28—31.
12. Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е. Щелочные полевые шпаты ураноносных альбититов Украинского щита. *Геохімія та екологія*. Київ, 2010. Вип. 18. С. 57—72.
13. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Сушук Е.Г. Система урановорудных альбититов как потенциальный источник поверхностных месторождений урана и/или техногенной опасности. *Геохімія та екологія*. Київ, 2010. Вип. 18. С. 31—49.
14. Фомин Ю.А., Шибетский Ю.А. О природе сульфидов с "тяжелой" серой в зеленокаменных структурах Средне-го Приднестровья. *Докл. АН України*. 1994. № 8. С. 122—125.

Надійшла 21.03.2019

REFERENCES

1. Belevtsev, Ya.N. and Koval, V.B. (eds) (1995), *Geneticheskie tipy i zakonomernosti razmeshcheniya uranovykh mestorozhdeniy Ukrainy*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 396 p.
2. Zhukov, F.I., Berezovsky, F.I., Lesnoy, D.A., Korostyshevskyy, Y.Z., Demikhov, Yu.N. (1983), *Dokl. AN UkrSSR, Ser. B.*, No. 3, Kyiv, UA, pp. 10-12.
3. Zhukov, F.I. and Gnatenko, O.V. (1981), *Dokl. AN UkrSSR, Ser. B.*, No. 4, Kyiv, UA, pp. 9-12.
4. Ivankin, P.F. and Nazarova, N.I. (1988), *Metodika izucheniya rudonosnykh struktur v terrigennykh tolshchah*, Moscow, Nedra, RU, 254 p.
5. Kobzar, V.N. (1981), *Nizhneproterozoyskoe osadkonakopleniye i voprosy metallogenii tsentralnoy chasti Ukrainского shchita*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 104 p.
6. Korzhnev, M.N. and Fomin, Yu.A. (1992), *Geol. Journ.*, No. 3, Kyiv, UA, pp. 93-99.
7. Melnikov, V.S. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 31, No. 4, Kyiv, UA, pp. 16-29.
8. Naumov, G.B. (1978), *Osnovy fiziko-khimicheskoy modeli uranovogo rudoobrazovaniya*, Atomizdat, Moscow, RU, 213 p.
9. Fomin, Yu.A. and Demikhov, Yu.N. (2008), *Dopov. NAN Ukrainy*, No. 7, Kyiv, UA, pp. 123-129.
10. Fomin, Yu.A., Demikhov, Yu.N. and Lazarenko, E.E. (2003), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 25, No. 1, Kyiv, UA, pp. 95-103.
11. Fomin, Yu.A. (1990), *Dokl. AN Ukrainy, Ser. B.*, No. 6, Kyiv, UA, pp. 28-31.
12. Fomin, Yu.A. and Lazarenko, E.E. (2010), *Geokhimiya ta ekologiya*, Vol. 18, Kyiv, UA, pp. 57-72.
13. Fomin, Yu.A., Demikhov, Yu.N. and Sushchuk, E.G. (2010), *Geokhimiya ta ekologiya*, Vol. 18, Kyiv, UA, pp. 31-49.
14. Fomin, Yu.A. and Shibetsky, Yu.A. (1994), *Dokl. AN Ukrainy*, No. 8, Kyiv, UA, pp. 122-125.

Received 21.03.2019

Ю.А. Фомин, В.Г. Верховцев, Ю.Н. Демихов,
 З.Н. Кравчук, Н.Н. Борисова, А.О. Студзинская
 ГУ "Институт геохимии окружающей среды НАН Украины"
 03142, г. Киев, Украина, пр-т Акад. Палладина, 34-а
 E-mail: yaf1941@gmail.com, Verkhovtsev@ukr.net,
 y_demikhov@ukr.net, IGNS_Kravchuk@nas.gov.ua,
 IGNS_Borysova@nas.gov.ua, anna.studz88@ukr.net

ВОПРОСЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА И ЗОЛОТА УКРАИНЫ)

Продемонстрировано использование изотопно-геохимических методов исследования рудных месторождений в комплексе с другими геологическими методами на примере конкретных изученных месторождений и проявлений урана и золота Украины. Рассмотрены следующие важнейшие задачи относительно решения главных вопросов рудогенеза на основе изотопных данных: 1) определение генезиса и источников вещества рудных процессов; 2) объективная оценка роли геологических процессов в формировании рудовмещающих пород и руд месторождений; 3) выяснения возможных механизмов и физико-химических условий миграции веществ и отложения минералов в ходе рудообразования; 4) установления последовательности геологических процессов, выявления изотопно-геохимической зональности; 5) определения генетического типа месторождения; 6) изотопно-геохимическая корреляция разрезов рудовмещающих пород; 7) разработка изотопно-геохимических критериев поисков и прогнозной оценки оруденения. Показано, что детальные изотопно-геохимические исследования дают возможность достаточно объективно оценить характер и условия тонких генетических преобразований, протекавших в рудообразующей системе на протяжении длительного времени, но которые практически невозможно наблюдать визуально даже с помощью современных петрографических методов.

Ключевые слова: изотопная геохимия, теория рудообразования, месторождения урана и золота, методы определения изотопного состава, вещественный состав руд.

*Yu.A. Fomin, V.G. Verkhovtsev, Yu.N. Demikhov,
Z.N. Kravchuk, N.N. Borisova, A.O. Studzinska*
SE "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine"
34-a, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: yaf1941@gmail.com, Verkhovtsev@ukr.net,
y_demikhov@ukr.net, IGNS_Kravchuk@nas.gov.ua,
IGNS_Borysova@nas.gov.ua, anna.studz88@ukr.net

THE ISOTOPE-GEOCHEMICAL STUDIES TASKS OF ORE FORMATION (URANIUM AND GOLD DEPOSITS OF UKRAINE AS AN EXAMPLE)

The article demonstrates the isotope-geochemical methods in combination with other geological methods use for studying ore deposits. Those questions examined on the example of studied specific deposits and manifestations of uranium and gold in Ukraine. The most important problems of ore genesis are considered, which are solved on the basis of isotopic data: (1) determination of genesis and sources of matter of ore forming processes; (2) an objective assessment of the role of geological processes in the formation of ore-bearing rocks and deposit ores; (3) clarification of possible mechanisms and physico-chemical conditions for the migration of matter and the deposition of minerals during ore formation; (4) establishment of a sequence of geological processes, identification of isotope-geochemical zoning (5) isotope-geochemical correlation of ore-bearing rock sections; (6) clarify the genetic type of deposits; (7) working out of isotope-geochemical criteria's for prospecting and predictive assessment of mineralization. It is shown that detailed isotope-geochemical studies make it possible to objectively assess the nature and conditions of thin genetic transformations that took place in the ore formation system, but which are almost impossible to observe visually even with the help of modern petrographic methods. The purpose of this study will be to demonstrate how these tasks were solved on specific explored objects (deposits and manifestations of gold and uranium of Ukraine) or their fragments. The research was based on the isotopic-geochemical study of ore formation processes in a complex with geological-structural, mineralogical-petrographic and thermobarogeochemical descriptions of specimens in the system of the species of the educt - the near - ore metasomatites - ore. It is noted that it is necessary to combine isotope methods with a reliable geological basis.

Keywords: isotopic geochemistry, theory of ore formation, deposits of uranium and gold, methods for determining the isotopic composition, material composition of ores.