

Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов, Е. Е. Лазаренко

Особенности рудообразующего флюида Новокозстантиновского месторождения урана (Украинский щит)

(Представлено академиком НАН Украины Е. А. Кулишом)

Розрахунок ізотопного складу кисню води в системі кварц — альбіт — карбонати — вода в інтервалі температур 420–53 °С довіє загальну тенденцію її ізотопно-кисневого полегшення у міру остигання рудоутворювального флюїду. Зниження температури в системі і зміщення ізотопного співвідношення кисню на користь ізотопу ^{32}O має дискретний характер, відбиваючи прояви крижких деформацій і відповідно перерви мінерало-відкладення. Значення $\delta^{18}\text{O}$ (+2,8...–25,2‰) і δD (–40...–90‰) води підтверджують метеорну природу останньої.

Новокозстантиновское месторождение расположено в северной части Новоукраинского гранитного массива вблизи контакта с гранитами рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона в Новокозстантиновской зоне разлома меридионального направления. В структурном плане оно связано с тектоническим узлом, образованным Восточной ветвью упомянутой зоны и крупным нарушением северо-восточного плана, так называемым Секущим разломом. Вмещающими породами являются новоукраинские граниты, которые состоят из микроклин-пертита, олигоклаза, кварца, биотита и примеси граната, монацита, апатита, рутила, циркона, магнетита. Редко встречаются останцы биотитовых с кордиеритом и гранатом гнейсов. Среди тектонитов важнейшая роль принадлежит зонам милонитов и катаклизитов этапа хрупких деформаций, которые могут унаследовать ранние пластические деформации либо выходить за их пределы и которые имеют сложное строение с выделением предальбититовых, внутриальбититовых (предрудных) и пострудных элементов [1].

Рудовмещающие породы представлены последовательным рядом, отражающим зональную, пространственно и генетически взаимосвязанную систему: 1 — новоукраинские граниты биотитовые и гранат-биотитовые; 2 — диафторированные граниты и диафториты эпидот-хлоритовые — этими изменениями затронуто до 90% гранитов участка; 3 — альбит-микрклиновые, кварц-альбит-микрклиновые “сиенитоподобные” породы (эписиениты [2]), существенно эпидот-хлоритовые, относящиеся к внешним частям тел альбититов; 4 — альбититы эгиринового, актинолитового и хлоритового составов, слагающие центральные части метасоматических ореолов; 5 — эгириновые, рибекит-эгириновые, флогопитовые и другие альбититы с урановым оруденением.

В составе рудных альбититов наиболее распространены эгириновый и флогопитовый типы, подчиненное значение имеют рибекитовый и эпидот-хлоритовый. Рудными при этом являются альбититы с наложенной урановой минерализацией. Отмеченное О. Ф. Макивчуком (1982) повсеместное сопровождение урановой минерализации синрудными карбонатом, гематитом и флогопитом позволяет провести параллель этой минерализации с продуктивными ассоциациями Севериновского, Северо-Коноплянського и Ватутинського месторождений [1, 3].

Характер поведения урана, тория и свинца в рудно-метасоматическом процессе формирования месторождения показан в табл. 1.

Главными урановыми минералами являются уранинит и браннерит. Браннериту присуще повышенное содержание Рb (7,0–13,0%), Са (0,9–4,1%) и Ti (15,6–24,8%) [2], последнее может быть связано с развитием оксидов титана при разрушении минерала. По составу браннерита Новоконстантиновское месторождение сходно с Севериновским, но отличается от Ватутинского, где состав минерала почти стехиометрический [1]. Уранинит же, в отличие от Севериновского месторождения, представлен бескальциевой разновидностью с высоким содержанием свинца (РbО 19,8%; СаО 0% [2]). Ф.И. Ракович (1985) отдает приоритет именно ураниниту, выделяя, как минимум, две его генерации: раннюю в виде идиоморфных кристаллов в связи с альбитом, апатитом, цирконом и более позднюю (и главную) в виде вкрапленности и гнездообразных выделений в сростании с карбонатами, альбитом, эгирином, сфеном, флогопитом. Преобладание уранинитового типа руд она объясняет тем, что в условиях достаточной щелочности растворов и повышенной активности кальция титан входит в состав сфена (количество последнего достигает 5–11%), а уран при снижении активности титана вместо браннерита осаждается в виде оксидов. Подчеркивая близкое во времени формирование основной массы уранинита и браннерита, она отмечает также обычное для рудных зон Новоконстантиновского месторождения замещение уранинита уранатами, силикатами и гидроокислами уранила.

Изохронный возраст рудных альбититов Новоконстантиновской зоны, определенный Д.Н. Щербаком [1] по цирконам U — Рb методом, составляет (1835 ± 25) млн лет; близкие значения (1800 ± 60) млн лет получены и для акцессорного сфена из этих же пород. Изохронный возраст новоукраинских гранитов центральной части массива определен как 2014 млн лет.

В статье приводятся результаты изучения изотопного состава С, О, Н Н₂О и СО₂ флюидных включений, а также температуры их гомогенизации применительно к минералам альбититов и вмещающих гранитов.

Изотопное изучение флюидных включений проводилось по следующей методике. Включения вскрывались дроблением 6 г монофракции минерала в вакуумной ступке с предварительным обезгаживанием в течение 1 ч при температуре 120 °С и давлении 4 Па. После дробления, для устранения влияния сорбции, температура поднималась до 200 °С. Выделившаяся вода, после отделения при –75 °С СО₂, вымораживалась в ампулу с цинком или гидрохлоридом гуанидина. Выделение водорода и кислорода (в форме СО₂) из воды осуществлялось реакциями ее взаимодействия при 400 °С с цинком и гидрохлоридом

Таблица 1. Содержание U, Th и Рb в рудовмещающих породах и рудах, г/т

Выборка	Число проб	U		Th		Рb	
		пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
1	4	2,0–14,0	8,1	—	—	—	40,0
2	13	0,5–7,8	3,5	5,2–200,0	48,0	24,0–50,0	34,2
3	8	0,8–9,2	5,2	8,2–47,0	21,5	30,0–60,0	41,4
4	7	0,4–56,0	20,8	7,0–13,0	9,7	20,0–43,0	27,6
5	8	51,0–248,0	151,0	—	25,0	20,0–1065	258,4
6	9	568–4470	1449,4	—	28,0	100–1130	642,2

Примечание. 1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — микроклиниты; 4 — альбититы безрудные; 5 — альбититы слаборудные; 6 — альбититы рудные.

гуанидина соответственно. Изотопный состав водорода и кислорода H_2O , углерода и кислорода CO_2 , а также количество обоих компонентов определялись на масс-спектрометрах МИ-1201 В (для измерения реконструированных). Значения δD и $\delta^{18}O$ приведены относительно SMOW, $\delta^{13}C$ — относительно PDB; точность измерений составляет: для $\delta D \pm 4\%$, для $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C \pm 0,5\%$.

По изотопным характеристикам рудовмещающих пород и руд, т.е. матрицы, Новокопчантинское месторождение в общем аналогично другим объектам этой формации [1, 2, 4–6].

Вмещающие породы. Соотношение содержания углерода и его изотопного состава в породах и рудах (табл. 2) подчиняется общей для всех альбититовых месторождений зависимости, близкой к экспоненциальной, с тенденцией смещения $\delta^{13}C$ в пользу изотопа ^{13}C на фоне увеличения общего количества С от вмещающих пород, прежде всего новоукраинских гранитов, включая сиенитоподобные разновидности, к рудным альбититам.

Эта тенденция, на наш взгляд, свидетельствует о смене форм углерода от существенно графитовой в исходных образованиях через смешанную, графитовую и карбонатную, в диалфторитах, микроклинитах и слабо проявленных щелочных метасоматитах до карбонатной в альбититах и рудах [1]. Она же предполагает унаследованность гранитами изотопно-легкого углерода графитосодержащих гнейсов, что подтверждается как значениями $\delta^{13}C$ CO_2 флюидных включений (табл. 3), обусловленными присутствием органики, так и обнаружением органического вещества при непосредственном исследовании включений. Показательно сравнение $\delta^{13}C$ (‰) CO_2 включений и валового (CO_2 + органика): углерод последних существенно легче ($-26,0 \dots -15,7$) по сравнению с углеродом первых ($-11,3 \dots -6,6$ при $\delta^{18}O$ $+23,6 \dots +31,0$).

Приведенные данные позволяют отнести гнейсы в останцах среди гранитов, которые А. Х. Бакаржиев и др. [1] считают архейскими, к ингуло-ингулецкой серии (PR₁). В пользу этого вывода свидетельствует факт обнаружения в составе гранитов (гранитогнейсов) реликтового пирита со значением $\delta^{34}S + 17,1\%$, т.е. в рамках диапазона чечелеевского литолого-стратиграфического уровня [7].

Альбититы. Значения $\delta^{18}O$ олигоклаза — альбита ($+7,2 \dots +0,7\%$) и кварца ($+7,0 \dots +3,2\%$), а также $\delta^{18}O$ ($+21,5 \dots +10,7\%$) и $\delta^{13}C$ ($-7,0 \dots -1,6\%$) карбонатов [2, 4] вполне соответствуют условиям гидротермальной системы. При этом установлено смещение изотопного соотношения кислорода альбита, в пользу ^{16}O по мере интенсификации щелочного

Таблица 2. Содержание и изотопный состав С рудовмещающих пород и руд Новокопчантинского месторождения и прилегающих участков

Породы, руды	Количество проб	С (вал.), %	$\delta^{13}C$ (вал.), ‰	
			вариации	среднее
Граниты рапакиви	5	0–0,09	—	–12,7
Чарнокиты	1	0,04	—	–13,6
Монзониты, сиениты	7	0–0,60	–12,9... – 9,8	–11,3
Граниты новоукраинские	10	0,01–0,02	–7,2... – 22,6	–14,2
Сиенитоподобные породы	10	0–0,03	–14,4... – 14,0	–14,2
Кварц из вмещающих пород	4	0–0,04	—	–19,4
Микроклиниты	3	0,02–0,34	–6,9... – 3,7	–5,0
Ощелоченные породы	3	0,08–0,35	–6,2... – 4,3	–5,2
Альбититы	5	0,04–0,31	–6,2... – 2,0	–4,7
Альбититы рудные	19	0,20–0,71	–8,5... – 1,3	–3,2

процесса [5] и утяжеление кислорода карбонатов жильной фации в рудных альбититах по сравнению с безрудными [6]. Последнее может быть объяснено падением температуры минералоотложения в пострудную стадию. Основываясь на изотопии и термобарогеохимии, эти авторы [2, 5] приводят температуры функционирования системы от 400–340 до 130–120 °С. Полученные Д. Н. Щербаком (1980) значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита в альбититах ($-14,0 \dots +2,5\%$) присущи практически всем альбититовым месторождениям Кировоградского блока. Тенденцию систематического облегчения изотопного состава серы пирита, регенерированного в щелочном процессе, мы связываем с окислительной обстановкой уранового рудообразования [1].

Рудообразующий флюид. В качестве кислородсодержащей матрицы для исследования равновесия в рудообразующей системе мы использовали приведенные выше изотопные данные [2, 4, 5]. В гранат-биотитовом граните пара кварц — олигоклаз ($\delta^{18}\text{O} + 7,0$ и $+7,2\%$ соответственно) определенно не равновесна. В измененном граните (кварц-альбит-микрклиновой породе) кварц ($+3,2\%$) — альбит ($1,0\%$) — вода флюида ($-1,8 \dots -1,6\%$) равновесны при температуре 390–380 °С. В альбитите равновесие между кварцем ($+3,7\%$), альбитом ($+0,7\%$) и водой флюида ($-4,0\%$) обнаруживается при 290 °С [8].

Другим параметром для расчетов равновесия системы был изотопный состав кислорода воды ($\delta^{18}\text{O}$), определенный только для двух образцов апогранитовых микроклинитов

Таблица 3. Изотопный состав С, О, Н компонентов ГЖВ в кварце альбититов и вмещающих пород

Номер обр.	Номер скв./гл., м	H_2O			CO_2		
		мг/кг	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	мг/кг	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
9	152/123	325		-81	5,4; 6,5	-6,7; (-6,5*)	+31,0
10	152/151	283	-12,5	-54	7,0	-15,7	
11	152/170	83,5		-43	2,5; 8,2	-23,4; -22,5	
12	152/157	80	-16,5	-40	10,0	-21,5	
15	4-82/112	550		-79			
16	4-82/125	550		-54	6,0	-26,0	
17	4-82/143	167; 242		-60; -67	6,2	-23,6	
18	4-82/159	—		-57; -55	6,0	-7,1*	+23,6
19	4-82/130	267		-90			
20	4-82/176	719		-74; -76; -82	5,0	-19,4	
30	152/255				5,0; 6,0	-11,3; -9,7*	
48	4-82/181	400; 317		-54; -44	6,2	+1,6	
49	4-82/185	260		-84			
50	4-82/205				12,0	-23,6	
51	2136/74	< 17			7,0	-16,3	
52	2136/88	< 17			1,2		
53	2136/72	< 33			1,5; 11,0	-20,9; -23,2	
55	2122/437				2,5	-17,9	
56	2122/439	< 33			5,0	—	
57	2122/413	54			1,4	-2,2	
58	2122/415	62,5			13,0	-8,6	

*Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ относятся к CO_2 ГЖВ, в остальных образцах газовая фаза включений, после механического вскрытия, дожигалась на окиси меди при 600 °С, содержание CO_2 и $\delta^{13}\text{C}$ характеризует валовой углерод летучих компонентов ГЖВ (CO_2 + органика).

Характеристика образцов. 9–12: зоны окварцевания в микроклинитах по гранитам рапакиви(?) без признаков альбитизации; 15–20: кварцевые прожилки и зоны окварцевания в гранитах новоукраинских крупнопорфировластовых с признаками альбитизации; 30: кварц-хлоритовая сиенитоподобная порода по новоукраинским гранитам; 48–50, 55–58: кварц из альбититов; 51–53: кварц из бластомилонитов альбитизированных.

боковых зон без признаков альбитизации и составляющий $-16,5 \dots -12,5\%$ (см. табл. 3). Такая вода может быть равновесной с кварцем ($+7,0 \dots +3,2\%$) или альбитом — олигоклазом ($+7,2 \dots +0,7\%$) только при низких температурах: $150-82$ и $132-54$ °C соответственно [9, 10].

Общий диапазон значений температуры гомогенизации флюидных включений в минералах (табл. 4) равен $420-53$ °C, что соответствует опубликованным данным [2, 5]. Процесс альбитизации протекал в более узком температурном интервале: $300-190$ °C. Приведенные данные демонстрируют близость отдельных температурных интервалов в кварце и альбите и предполагают принадлежность этих семейств газовой-жидких включений к одним генерациям.

Расчет изотопного состава кислорода воды, исходя из равновесия в системе минерал — вода [9–12] для кварца, альбита и карбонатов со значениями $\delta^{18}\text{O}$ (‰) соответственно $+7,0 \dots +3,2$; $+6,7 \dots +0,7$ и $+10,7 \dots +13,4$ в интервалах температур, показал общую тенденцию ее изотопно-кислородного облегчения по мере остывания рудообразующего флюида (см. табл. 4). Причем, как снижение температуры в системе, так и смещение изотопного соотношения кислорода в пользу изотопа ^{32}O носит дискретный характер, отражая проявления хрупких деформаций и соответственно перерывы минералоотложения.

Наиболее тяжелой по кислороду ($-2,6 \dots +2,8\%$) является вода, законсервированная в дорудных калиево-кремнистых метасоматитах (микроклинитах) при температурах порядка $420-350$ °C, что подтверждается показанной выше системой кварц — альбит(микроклин) — вода, равновесной при температуре $390-380$ °C.

Собственно альбититы, или околорудные метасоматиты, генетически связанные с процессом накопления урана, но сами по себе безрудные, сформировались в диапазоне температур $310-285$ °C из раствора с несколько более легкой водой ($-5,6 \dots +0,7\%$), равновесной с альбитом-1 и реликтовым (рециклированным) кварцем. Этим параметрам соответствует равновесная при 290 °C система кварц — альбит — вода безрудного альбитита.

Продуктивная ассоциация (альбит-2, кварц, железистый карбонат, гематит, флогопит + уранинит и бранерит) обнаруживает присутствие воды с легким в изотопном отношении кислородом ($-11,7 \dots -2,4\%$), равновесной с альбитом и кварцем при температуре $260-160$ °C. Наиболее тяжелой водой в этой ассоциации характеризуется карбонат ($-3,0 \dots +0,3\%$).

Пострудные образования, как правило, жильной фации связаны с остывающей ($150-130$ °C и ниже) системой и легкой ($-14,5 \dots -8,4\%$), судя по системам кварц — H_2O и аль-

Таблица 4. Зависимость изотопного состава кислорода воды флюида от температуры гомогенизации включений в минералах

Кварц		Альбит		Карбонат	
$T_{\text{гом}}, \text{ }^\circ\text{C}$	H_2O $\delta^{18}\text{O}, \text{ }^\circ\text{‰}$	$T_{\text{гом}}, \text{ }^\circ\text{C}$	H_2O $\delta^{18}\text{O}, \text{ }^\circ\text{‰}$	$T_{\text{гом}}, \text{ }^\circ\text{C}$	H_2O $\delta^{18}\text{O}, \text{ }^\circ\text{‰}$
420–349	$-2,6 \dots + 2,8$	—	—	—	—
311–285	$-4,7 \dots 0,0$	297–287	$-5,6 \dots + 0,7$	—	—
259–230	$-7,2 \dots - 2,0$	250–245	$-7,2 \dots - 1,0$	—	—
220–160	$-11,7 \dots - 3,9$	218–190	$-9,9 \dots - 2,4$	195–171	$-3,0 \dots + 0,3$
152–129	$-14,5 \dots - 8,6$	129	$-14,4 \dots - 8,4$	149–130	$-3,5 \dots + 0,7$
116–53	$-25,2 \dots - 12,0$	—	—	—	—

Примечание. Значения $\delta^{18}\text{O}$ H_2O в карбонатах с температурой $195-171$ °C рассчитано по доломиту [12], $149-130$ °C — по кальциту [11]. Определение температуры гомогенизации минералов выполнены Е. Е. Лазаренко, С. В. Кузнецовой, Н. М. Гостяевой.

бит — H_2O , водой. Характерный для пострудных жил кальцит, как и карбонат продуктивной ассоциации, отличается относительно тяжелым кислородом воды ($-3,5 \dots +0,7\%$). Самые низкие температуры (до 53°C), как и аномально легкая по кислороду вода ($-25,2 \dots -12,0\%$), присущи кварцу боковых гранитов. Именно, воде отработанных, остаточных растворов из холодных зон соответствуют непосредственные измерения (см. табл. 3).

Флюидонасыщенность системы, судя по кварцу, весьма неравномерна (см. табл. 3). Если максимальное содержание CO_2 (9,1 г/кг кварца в среднем) присуще альбититам (внутренней зоны), то H_2O флюидных включений концентрируется преимущественно в альбитизированных гранитах внешней зоны (458,1 г/кг минерала). Эти данные вполне согласуются с результатами термобарогеохимических наблюдений: кварц альбитизированных гранитов и альбититов отличается лучшей проявленностью флюидных включений, большими их размерами (до 27–33 мкм), повышенным количеством в их составе газовой фазы (до 40–80%) и гомогенизацией (в жидкую фазу) в температурном интервале $310\text{--}130^\circ\text{C}$. Минимальное количество H_2O и CO_2 (обычно за пределами возможности изотопных исследований) фиксируется в тектонитах (милонитах, бластомилонитах), в том числе альбитизированных, в силу их низкой проницаемости.

Распределение изотопов водорода по зонам, при общем диапазоне значений $\delta D \text{H}_2\text{O}$ (‰) от -90 до -40 , соответствует количеству в них воды (г/кг минерала): (1) вмещающие апогранитовые кварц-микроклиновые метасоматиты $-54,5$ и $192,9$; (2) “эписиениты” и альбитизированные граниты внешней зоны $-70,0$ и $458,1$; (3) альбититы внутренней зоны $-66,5$ и $309,2$. Аномально легкая по водороду вода ($-180 \dots -121\%$), описанная для рудных альбититов месторождения [13, 5], нами не обнаружена. Возможно, такие результаты связаны с анализом по породам с извлечением, в том числе, воды [ОН]-групп гидроксилсодержащих минералов. Важно отметить, что даже поверхностные воды источников, скважин и колодцев этого района, судя по нашим данным ($\delta D -103 \dots -54\%$ из 163 определений), такой воды не имеют.

В совокупности с приведенными выше значениями $\delta^{18}\text{O}$ воды, рассчитанными и измеренными, эти данные подтверждают вывод о метеорной природе воды рудообразующих растворов [4, 5], которая как бы усиливается с каждой новой активизацией хрупких деформаций. Отмечая эволюцию рудной системы, мы не исключаем возможность притока новых порций метеорной воды в связи с такой активизацией. Это тем более вероятно в связи с установленными фактами трансформации минералов урана, включая и развитие вторичных уранатов, силикатов и гидроокислов уранила.

1. *Генетические* типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
2. *Ємець О. В., Пономаренко О. М., Кюнї М. та ін.* Мінералого-геохімічні особливості та вік уранового зруденіння альбітитів Кіровоградського блоку на прикладі Новокосятинівської урановорудної ділянки (Новоукраїнський гранітний масив, Український щит) // Мінерал. журн. – 2007. – **29**, № 2. – С. 102–110.
3. *Фомин Ю. А., Демидов Ю. Н., Лазаренко Е. Е.* Эволюция карбонатов Севериновского месторождения урана (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2002. – № 12. – С. 94–98.
4. *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.
5. *Луговая И. П., Щербак Д. Н., Мороз В. С., Проскурко Л. И.* Условия образования альбититов Новокосятинского ураноносного участка (УЩ) по изотопным данным // XVIII симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл. XVIII симп. по геохимии изотопов. – Москва: ГЕОХИ, 2007. – С. 167–168.

6. Борщевский Ю. А., Шавлов В. М., Устинов В. И. и др. Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия // Сов. геология. – 1976. – № 5. – С. 95–102.
7. 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.
8. Friedman I., O'Neil J. R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. – 1977. – 440-КК.
9. 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.
10. Zheng Y. F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Ibid. – 1993. – 57. – P. 1079–1091.
11. O'Neil J. R., Clayton R. N., Mayeda T. K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // J. Chem. Phys. – 1969. – 51(12). – P. 5547–5558.
12. 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.
13. Ветштейн В. Е., Щербак Д. Н. Особенности распределения изотопов водорода газовой-жидкой включений в натриевых метасоматитах // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 1. – С. 3–6.

*Институт геохимии окружающей среды
НАН Украины и МЧС Украины, Киев*

Поступило в редакцию 26.08.2008

Yu. A. Fomin, Yu. N. Demikhov, E. E. Lasarenko

Peculiarities of the ore-forming fluid of the Novokonstantinovskoye uranium deposit (Ukrainian Shield)

Calculations of the isotopic composition of water oxygen in the quartz, albite, carbonates – water system in the temperature interval 420–53 °C show a common tendency to its isotopic-oxygen lightning during the cooling of the ore forming fluid. The temperature decrease and a displacement of the isotopic-oxygen proportion to isotope ^{32}O have discrete character, as the signs of fault deformations. The significances of $\delta^{18}\text{O}$ (+2.8...–25.2‰) and δD (–40...–90‰) of water are characteristics of meteoric one.