

Ю. А. Фомин, Е. Е. Лазаренко

Температурные условия формирования ураноносных альбититов Украинского щита

(Представлено академиком НАН Украины Е. А. Кулишом)

На основі термобарогеохімічного вивчення мінералів уранових родовищ альбітитої формації (Северинівського, Мичуринського, Юр'ївського, Ватутинського, Новокосянтинівського) показано, що лужний процес та ураногенез відбувались у близьких температурних діапазонах: 360–250 і 260–120 °С відповідно. Разом з тим температурні умови на родовищах різних тектонометасоматичних зон децю варіювали відповідно до геологічних умов рудоутворення.

В настоящем сообщении рассмотрены результаты термобарогеохимического исследования пороодо- и рудообразующих минералов некоторых типичных месторождений урана альбититовой формации (табл. 1). Изученные объекты отличаются своим пространственным положением относительно гранитно-купольной структуры Кировоградского мегаблока (новоукраинские и кировоградские граниты), представляющей наиболее вероятный источник энергии в процессе рудогенеза.

Ватутинское месторождение находится в Звенигородско-Анновской тектонометасоматической зоне, — в восточном (лежащем) боку Восточно-Курниковского разлома. Рудовмещающие породы представлены горизонтом тонкослоистых (биотитовых) мигматитов, переслаивающихся с аляскитовидными аплито-пегматоидными (также существенно биотитовыми + гранат, амфибол, гиперстен) гранитами. Всякий бок отличается менее интенсивным проявлением ультраметаморфизма, здесь присутствуют полосы гнейсов хорошей сохранности. Месторождение фактически связано с западной краевой частью купольной структуры. Изотопный возраст руд, по данным определений U–Pb-методом, в среднем составляет 1800 млн лет; интересно отметить также возраст урановых руд северо-восточного фланга месторождения, датированных Pb-методом — 1750 млн лет [1].

Севериновское, Мичуринское и Юрьевское месторождения Кировоградской тектонометасоматической зоны расположены симметрично Ватутинскому — в восточном обрамлении гранитно-купольной структуры и характеризуют северную, центральную и южную части этой зоны соответственно. Исходя из геологических данных, все три объекта можно отнести к краевой части купола, но степень их удаленности от эпицентра, по-видимому, возрастает в южном направлении.

Севериновское месторождение локализовано в западном (лежащем) боку одноименного разлома в пределах массива порфиробластических биотитовых мигматитов со значительным количеством аплит-пегматоидной лейкосомы и небольшими ксенолитами гнейсов вблизи контакта с леликовскими гранитами — частью Кировоградского массива. Изохронный возраст Кировоградского массива, определенный U–Pb-методом по циркону порфировидных гранитов из карьера северней г. Кировограда, составляет (2065 ± 20) млн лет; возраст урановых руд вычисленный тем же методом (по циркону) — (1750 ± 50) млн лет [1].

Мичуринское месторождение приурочено к западному (лежащему) боку Главного Мичуринского разлома в участке, сложенном гетерогенной гранито-мигматито-гнейсовой толщей

вблизи контакта с небольшим субсогласным телом порфировидных и аляскитовых гранитов. Это тело, предположительно, представляет собой часть выклинивающегося здесь Кировоградского массива. Восточней разлома в разрезе преобладают гнейсы.

Юрьевское месторождение также с запада, со стороны лежащего бока, примыкает к Софиевско-Компанеевскому разлому. Исходные породы здесь представлены гнейсами, в той или иной степени мигматизированными, с аплит-пегматоидной лейкосомой. Аналогичным является разрез пород и в висячем боку разлома. Западной месторождения обнажается Бобринецкий массив порфировидных гранитов, изохронный возраст их, определенный U–Pb-методом по циркону (карьер пгт Бобринец), равен (2026 ± 10) и (2026 ± 46) млн лет [1, 2]. Изотопный возраст урановых руд Юрьевского месторождения, вычисленный по циркону тем же методом, определен как (1750 ± 50) млн лет [1].

Новокопстантиновское месторождение залегает непосредственно в гранитах Новоукраинского массива, в северной его части вблизи границы с Корсунь-Новомиргородским плутоном в пределах Новокопстантиновской тектонометасоматической зоны, ориентиро-

Таблица 1. Температура гомогенизации флюидных включений в минералах ураноносных альбититов и вмещающих их породах, °С

Минерал	Месторождение урана				
	Севериновское	Юрьевское	Мичуринское	Ватутинское	Новокопстантиновское
Гнейсы, мигматиты, граниты окварцованные и микроклинизированные					
Ортоклаз	730**		680–630		
Олигоклаз			500–300*		
Кварц	465–303*	410–320	420–300	410–320	420–295
		430–300*			370–285*
	264–230	284–100		280–160	260–70
Микроклин	250–230	402–308*	420–300	250–245	390–380**
	180–140			160–140	
Диафторированные породы, диафториты					
Кварц	280–120	260–150			260–65
Кальцит	150–70				140
Альбитизированные породы, альбититы					
Альбит-1	300–260	316–253	320–215	410–320	297–218 290**
Урановорудные альбит-феррибиотит-анкерит-гематитовые парагенезисы					
Альбит-2	246–115	240–150	260–140	240–180	218–130
Кварц	300	214–195		205	180–162
Анкерит	290–220	243–200			195–130
Кальцит	270–235				
Пострудные, существенно жильные, образования					
Кварц					154–53
Кальцит	165–105	180–125			
Альбит			150–120		

Примечание. Термобарогеохимические определения выполнены Е. Е. Лазаренко. Кроме того, использованы данные ранних исследований С. В. Кузнецовой, Е. Е. Лазаренко, Н. М. Гостиной, а также (по Мичуринскому месторождению) опубликованные материалы О. В. Гнатенко [6].

* Минералы реликтовые в диафторитах или щелочных метасоматитах.

** Температура определена расчетным путем по изотопным соотношениям кислорода, исходя из предполагаемого равновесия. Новокопстантиновское месторождение: кварц-альбит-микроклиновый алогранит, система кварц-альбит-вода; альбитит, система альбит-вода [7]; Севериновское месторождение: пегматоидный гранит, система ортоклаз-вода [1].

ванной субмеридионально, как и обе упомянутые выше. В составе эдукта преобладают трахитоидные (крупнопорфиробластовые) биотитовые и гранат-биотитовые граниты, отмечаются также аплиты-пегматоидные их разновидности и останцы гнейсов. Изохронный возраст новоукраинских гранитов определен достаточно точно U–Pb-методом по циркону и монациту как 2025–2040 млн лет [2, 3]. Возраст рудных альбититов месторождения (млн лет) датирован Д. Н. Щербаком [1] по цирконам U–Pb-методом (1835 ± 25) и сфену (1800 ± 60), а также группой авторов [2] — по урановому концентрату (1812 ± 42).

Следует подчеркнуть, что гнейсы в пределах всех изученных месторождений при различной степени распространенности и сохранности (в зависимости от интенсивности ультраметаморфизма) относятся к одному литолого-стратиграфическому уровню в рамках ингуло-ингулецкой серии [4]. Состав их везде преимущественно биотитовый, биотит-кордиеритовый, иногда с гранатом, графитом и сульфидами железа, реже амфибол-пироксеновый (с клинопироксеном) и биотит-гиперстеновый. Изотопный возраст, судя по цирконам в биотитовых гнейсах Кировоградской полосы, определен как 2500–2300 млн лет [1].

На всех объектах в той или иной степени проявлен кремнекальиновый метасоматоз в виде широких ореолов микроклинитов или узких линейных кварц-микроклиновых зон пегматоидного облика. Отметим, что, по данным некоторых авторов [1, 5], изотопный возраст новоукраинских гранитов, а также кварц-микроклиновых жильных образований некоторых участков, определенный K–Ar-методом по биотиту и мусковиту (как и по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ цирконов и монацитов), указывает на устойчивую цифру — 2000 млн лет и соответствует конечному этапу гранитизации пород, т. е. вполне может отвечать именно времени проявления микроклинитизации.

Общей для месторождений является также связь щелочного метасоматоза с зонами объемного и линейного катаклаза и сопровождавшего их диафтореза как структурной основой. В зависимости от пространственного совмещения или некоторого разобщения альбититов и более ранних диафторитов изменяется и состав альбититов с преобладанием эпидот-рипидолитовых (с рибекитом) ассоциаций в первом случае и эгирин-рибекитовых — во втором. Для внешних частей ореолов обычны микроклин-альбитовые метасоматиты. Урановая минерализация ассоциируется в основном с минералами железа (феррибиотитом, анкеритом, гематитом, иногда пиритом), накладываясь на альбититы и отделяясь от них локальными проявлениями хрупких деформаций. Для Новокозюпского месторождения, кроме того, В. А. Синицыным и др. [1] описан диопсидовый с гранатом и волластонитом тип альбититов, в связи с которым отмечено весьма ограниченное распространение как диафторитов и микроклин-альбитовых метасоматитов, так и постальбититовой рудной минерализации.

Общность геологической истории альбититов вполне подтверждается температурными данными (см. табл. 1). Высокотемпературный ортоклаз ($730\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$) относится к минералам ультраметаморфических гранитов, кристаллизация их завершилась, судя по материалам, приведенным в одной из последних обобщающих работ [8], при температуре $640\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$; гнейсы ингуло-ингулецкой серии метаморфизованы в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации при температуре $620\text{--}680\text{ }^{\circ}\text{C}$ [9], ($625\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$, по Н. Л. Добрецову и др., 1970). Указанные процессы сопровождаются фазовым переходом кварца ($\alpha - \beta$) с увеличением объема минерала, который по своим свойствам (пластичность, способность мигрировать) “приближается к жидкости” [10, 11]. Именно это, вероятно, способствовало формированию в пределах гнейсовых полей, например на Юрьевском месторождении, флюидизитов.

Метасоматические преобразования начались с раннего калиевого (кремнекалиевого) метасоматоза, протекавшего при остывании систем до 430–300 °С. Температурные вариации (почти всегда в сторону занижения) связаны с реликтовыми кварцем и микроклином в составе диафторитов и альбититов. Исключением является одиночное включение с температурой гомогенизации 465 °С в реликтовом кварце в составе альбититов; прочие включения гомогенизируются при 336 °С и ниже.

Диафторез, продолжая ряд регрессивных процессов, связан с хрупкими дислокациями, образовавшимися в результате термической усадки гранитоидных массивов и, чаще всего, по обрамлению последних [11]. Температурный диапазон кварца диафторитов (280–120 °С) на всех объектах совпадает с относительно низкотемпературными генерациями (вторичных) включений в кварце кварц-микроклиновых метасоматитов (280–100 °С). Если прогрессивные процессы (метаморфизм, гранитизация) и ранний кремневокалиевый метасоматоз явились генераторами и “проявителем” флюидов (начиная от фазового перехода кварца и кончая формированием флюидизитов и микроклинитов), то диафториты могли служить своего рода “накопителем” как растворов, так и подвижных форм урана для последующего рудообразования.

Относительно температурных условий щелочного метасоматоза самым информативным, хотя и сложным для исследования, является альбит. Судя по альбиту-1, этот процесс начинался в близких, но отнюдь не одинаковых температурных условиях. Наиболее высокие температуры гомогенизации включений в альбите-1 установлены для Ватутинского месторождения (410, 355, 340 и 320 °С, газовая фаза 30–50%). Альбититам Кировоградской зоны присущи значения температуры: от 320–300 до 260–250 °С и ниже. Наиболее низкие наблюдались в альбите-1 Новокопчанского месторождения (297, 287, 250, 245, 218 °С, газовая фаза 8–25%). Вместе с тем именно гранат-диопсидовый тип метасоматитов этого месторождения является самым высокотемпературным. Судя по термодинамическому анализу [1], в качестве температурного разрыва между эгирин-рибекитовыми и андрадит-диопсидовыми альбититами указан диапазон 430–460 °С, а нижняя граница температуры формирования последних определяется как 450–500 °С.

Образование альбита-2 собственно урановорудных ассоциаций на большинстве месторождений начиналось с температуры 260–240 °С. По совокупности минералов (альбит-2, новообразованный кварц, карбонаты) урановорудные ассоциации формировались в температурном диапазоне 260–120 °С; для Новокопчанки этот диапазон ниже — 220–130 °С.

Температура гомогенизации включений в кварце, кальците и альбите пострудных (жилых) образований составляет 180–100 °С. И вновь Новокопчанское месторождение представляет собой исключение: именно здесь практически во всех породах, начиная от вмещающих гранитов и заканчивая рудными альбититами, установлены флюидные включения с низкой температурой гомогенизации (110–50 °С). Это предполагает достаточно длительное воздействие на уже сложившуюся (и обогащенную отработанными растворами) рудно-метасоматическую систему внешнего источника энергии, каким вполне мог быть Корсунь-Новомиргородский плутон. Изохронный возраст слагающих его пород определен U–Pb-методом по циркону как 1730–1760 млн лет [2], т. е. его становление завершилось приблизительно через 50–100 млн лет после формирования месторождения.

Важно отметить, что приведенные данные (см. табл. 1) вполне согласуются с результатами термобарогеохимических исследований, обобщенными по альбититовым месторождениям в целом [12]. Кроме того, температуры гомогенизации газовой-жидких включений в полевых шпатах урановорудных альбититов Севериновского и Ватутинского месторожде-

ний обнаруживают хорошую сходимость с нашими расчетными данными по значениям $\delta^{18}\text{O}$ в системах калиевый полевопшпат — вода и альбит — вода, полученными исходя из предполагаемого равновесия на основе теоретических и экспериментальных работ [13, 14]. В частности, температура формирования ортоклаза Севериновского месторождения, судя по значениям $\delta^{18}\text{O}$ минерала и воды (+8,0 и +8,6‰ соответственно), равна 732 °C; сравним: температура гомогенизации включений в ортоклазе Мичуринского месторождения определена как 680–630 °C [6]. Для микроклинов Севериновского и Ватутинского месторождений по определенным значениям $\delta^{18}\text{O}$ в системе минерал — вода (+5,2 ... +12,3 и –1,5 ... –4,9‰) получен температурный интервал 277–107 °C. Температура гомогенизации флюидных включений в микроклинах этих объектов близка (250–140 °C), хотя и несколько ниже, что, вероятно, объясняется тем, что высокотемпературные включения не были встречены. Но такие включения (420–300 °C) преобладают на Юрьевском и Мичуринском месторождениях. Для альбитов со значениями $\delta^{18}\text{O}$ (+5,5 ... +10,3 и –0,7 ... –6,2‰ соответственно) температура определена как 268–130 °C, что отражает интервалы температуры гомогенизации обеих генераций минерала: в меньшей мере альбита-1 (300–260 °C) и в большей альбита-2 (246–115 °C). Также и для Новокопачевского месторождения температура гомогенизации включений в кварце и полевых шпатах подтверждается равновесными системами кварц — микроклин — вода, кварц — вода и альбит — вода, полученными на основе изотопных данных [7]. Наконец, приведенные термобарогеохимические данные удовлетворительно совпадают с данными термодинамического анализа [1], согласно которым образование эгирин-рибекитовых ассоциаций альбититов происходило при температуре < 380 °C, хлоритсодержащих ассоциаций при температуре < 380–350 °C, а после альбититовых (рудных) ассоциаций при температуре < 300–270 °C. С учетом результатов этих сопоставлений, температурные условия изученных месторождений можно принять как вполне реальные.

О возрастных (и генетических) взаимоотношениях новоукраинских и кировоградских гранитов по-прежнему нет единого мнения. Одних исследователей [2, 3] новейшие геохронологические данные убедили в возрастной идентичности комплексов, другие [8], несмотря на ограничения возможной полигенностью цирконов, допускают более молодой возраст Новоукраинского массива. Изотопный возраст урановых месторождений также не однозначен. В частности, обращает на себя внимание тот факт, что Новокопачевское месторождение, расположенное в новоукраинских гранитах, является самым ранним (≥ 1800 млн лет, с разницей по сравнению с новоукраинскими гранитами около 200–240 млн лет) и одновременно (с учетом проявления андрадит-диопсидовых и волластонит-диопсидовых альбититов) наиболее высокотемпературным. Остальные месторождения, залегающие в непосредственной близости от массивов кировоградских гранитов периферических частей гранитно-купольной структуры, несколько моложе (≤ 1800 млн лет, при разнице относительно кировоградских гранитов приблизительно в 275–315 млн лет), притом характеризуются более низкими общими температурами при относительно повышенной температуре непосредственно альбитизации и рудообразования.

Для сравнения: изохронный возраст Желторечинского месторождения урана, связанного с альбититами в железистых кварцитах, по малакону, настурану и другим урановым минералам составляет 1795–1753 млн лет (< 1800 млн лет [1, 2, 5]), т.е. приблизительно на 200–250 млн лет моложе микроклинизированных пегматоидных гранитов этого района (определение К–Аг-методом по мусковиту — 2000 млн лет [1]). Температура гомогенизации флюидных включений в (реликтовом?) кварце и альбите “ранних” альбититов равна 380–250 °C; в этих же минералах рудных образований — 250–120 °C; кроме того, здесь,

как и на Новокопчанском месторождении, установлена высокотемпературная андрадит-пироксеновая ассоциация [1].

Объяснение приведенных фактов, возможно, лежит в плоскости анализа условий становления самой гранитно-купольной структуры. Так, Новоукраинский массив можно отнести к купольным структурам “всплытия” (по В. В. Белоусову, 1978) или к массивам, для которых предполагается связь с глубинными источниками энергии (магматическими очагами) и которые имеют сложное, как минимум, двухфазовое строение с метасоматическим (калиевым) окончанием. Массивы кировоградских гранитов являются составными частями периферийных гранитоидных куполов мелкого порядка, бескорневых, но с зонами закалки на границе магматических вышпавок и мигматитоидных толщ в виде мелкозернистых (и аляскитовых) разновидностей. Последние, образуя вокруг вышпавок твердые корки, способствовали эффекту термостатирования [11, 15], т. е. сохранения тепловой энергии в течение достаточно длительного периода.

Не отрицая принадлежности урановых месторождений альбититовой формации данного района к проявлениям единого тектономагматического цикла, очень важно подчеркнуть длительность, сложность и неодноактность процессов палингенового гранитоидного магматизма, постгранитизационного метасоматоза и, связанных с ультраметаморфизмом, тектонодиафторических преобразований, а также натриевого метасоматоза и уранового рудообразования. Поэтому при общей близости диапазонов температур альбитизации (360–250 °С) и ураногенеза (260–120 °С) температурные условия на месторождениях разных тектонометасоматических зон могли варьировать по вполне объективным геологическим причинам.

1. *Генетические* типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
2. *Cuney M., Shcherbak M. P., Emetz A. V. et al.* Petrological and Geochronological Peculiarities of Novoukrainka Massif Rocks and Age Problem of Uranium Mineralization of the Kirovograd Megablock of the Ukrainian Shield // *Мінерал. журн.* – 2008. – **30**, No 2. – С. 5–16.
3. *Степанюк Л. М., Андриченко О. М., Довбуш Т. І., Бондаренко В. К.* Вік формування порід Новоукраїнського масиву // Там само. – 2005. – **27**, № 1. – С. 44–50.
4. *Фомин Ю. А., Демидов Ю. Н.* Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита // *Доп. НАН України.* – 2008. – № 7. – С. 123–129.
5. *Ємець О. В., Пономаренко О. М., Кюнї М. та ін.* Мінералого-геохімічні особливості та вік уранового зруденіння альбітитів Кіровоградського блоку на прикладі Новокопчанської урановорудної ділянки (Новоукраїнський гранітний масив, Український щит) // *Мінерал. журн.* – 2007. – **29**, № 2. – С. 102–110.
6. *Гнатенко О. В.* Температурные условия образования альбититов на одном из месторождений урана в докембрии // *Геол. журн.* – 1976. – **36**, вып. 4. – С. 134–139.
7. *Фомин Ю. А., Демидов Ю. Н., Лазаренко Е. Е.* Особенности рудообразующего флюида Новокопчанского месторождения урана (Украинский щит) // *Доп. НАН України.* – 2009. – № 4. – С. 130–136.
8. *Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
9. *Усенко И. С., Щербаков И. Б., Сироштан Р. И.* Метаморфизм Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1982. – 306 с.
10. *Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. – Новосибирск: Наука, 1975. – 216 с.
11. *Комаров А. Н., Черкашин Л. А.* Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1991. – 180 с.
12. *Коваль В. Б., Зинченко В. А., Кузнецова С. В. и др.* Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования железа и урана. – Киев: Ин-т геохим. и физ. минералов АН УССР, 1982. – 47 с.
13. *Bottinga Y., Javoy M.* Comments on oxygen isotope geothermometry // *Earth Plan. Sci. Lett.* – 1973. – **20**. – P. 250–265.

14. O'Neil J. R., Taylor H. P. Jr. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars // Amer. Mineral. – 1967. – **52**. – P. 1414–1437.
15. Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. – Москва: Наука, 1974. – 160 с.

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

Поступило в редакцию 15.01.2009

Yu. A. Fomin, E. E. Lasarenko

Temperature conditions of the formation of uranium albitites of the Ukrainian Shield

On the base of investigations of fluid inclusions in minerals (quartz, albite and carbonates) of the uranium deposits (Severinovskoye, Michurinskoye, Yurjevskoye, Vatutinskoye, Novokonstantinovskoye), it has been shown that host metasomatites and uranium ores were formed at the common temperature intervals: 360–250 and 260–120 °C, accordingly. At the same time, the temperature conditions at the different tectonic-metasomatic zones somewhat varied, by depending on the geological ore forming conditions.