

## Особенности формирования минералообразующих растворов гидротермальных месторождений урана

Г.В.ПАКУЛЬНИС (ВИМС)

По гидротермальным месторождениям урана имеется достаточно работ, так или иначе освещающих особенности их локализации, метасоматических преобразований, вещественного состава и последовательности минералообразования. Для многих месторождений определены температура и давление при минералообразовании и состав растворов во флюидных включениях. Установлено, что большая часть гидротермальных месторождений урана формировалась из углекислотных, главным образом натровых с теми или иными содержаниями хлора растворов при температуре 100—200 °С и давлении до 200 МПа. Эти данные послужили основой построения физико-химических моделей рудообразования. В целом, для ведущих гидротермальных месторождений урана имеется достаточное количество данных, позволяющее с уверенностью воссоздать ход самого рудообразования [12, 13, 15, 21, 23, 25, 26, 28]. Однако пока нет единого мнения о происхождении минералообразующих растворов и их эволюции. Цель настоящей статьи — обстоятельнее обсудить эти вопросы на основе относящихся к ним публикаций [2, 6, 8, 16, 35, 37, 45].

**Состав минералообразующих растворов.** Распространено мнение о генетических связях минералообразующих растворов с флюидами гранитоидных магматических очагов, что объясняется размещением большинства месторождений урана в районах с широким развитием гранитов и их эффузионных аналогов. Совершенно определено флюидами из магматических очагов уран привносился в граниты, их эффузивные аналоги и пегматиты. Надо полагать, такими флюидами уран привнесен и в аляскитовые граниты месторождения Россинг в Намибии [33]. В последнее время рассматривают как пегматитовое месторождение Радиум-Хилл в Австралии, известное с 1945 г. [44]. Скорее всего с флюидами из магматических очагов надо связывать и редкоземельно-урановую минерализацию первой фазы месторождения Мэри-Катлин в Австралии, приуроченного к скарнам над гранитами [46]. Однако, как следует из рассмотрения особенностей районов с крупными гидротермальными месторождениями урана, в них начало уранового рудообразования имело место через десятки—сотни миллионов лет после становления обогащенных ураном гранитоидов, после развития поверхностных окислительных обстановок, а само рудообразование было сопряжено во времени с глубинной мантийной активизацией [19]. Если при рудообразовании через 10—20 млн. лет после становления гранитов еще предлагают варианты объяснения генетической связи уранового рудообразования с флюидно-магматическими системами гранитов (например, для месторождения Шлема-Альберода в Германии [4]), то при промежутке в сотни миллионов лет такая связь невероятна и обогащенные ураном гранитоиды можно рассматривать только как его источники, и природа минералообразующих растворов должна быть иной.

Видимое исключение — месторождения Стрельцовского рудного поля в Восточном Забайкалье, где рудообразо-

вание было сближено со становлением близ поверхностного липаритового очага [8].

Таким образом, рудообразующие растворы крупных гидротермальных месторождений совсем, или, как правило, не имели генетических связей с флюидами гранитоидных магм. Растворы могли возникать за счет захороненных поровых, трещинных и метеорных вод.

О возможном присутствии метеорных вод свидетельствуют поверхностные окислительные обстановки, имевшие место до рудообразования в большинстве районов с гидротермальными месторождениями урана [19]. Важно, что развитие таких обстановок происходило в условиях, благоприятных для глубокой инфильтрации исходно окислительных вод (на фоне общего воздымания, глыбовых перемещений и вскрытия разломов). Глубокое проникновение метеорных вод определенно способствовало обводнению сред, обогащенных ураном, и, тем самым, извлечению из них урана. В частности, присутствие метеорных вод в гидротермальных растворах установлено на месторождениях Стрельцовского рудного поля [8], Кокчетавского массива [24] и даже на самых высокотемпературных, связанных с альбититами урановых месторождениях Кировоградского района Украинского щита [5].

На возможный весьма мощный источник водных растворов указал И.А.Резанов [24]. По его мнению, при мантийной активизации из-за подъема изотерм в земной коре наблюдается обратное превращение серпентинитов в гипербазиты с освобождением до 6% H<sub>2</sub>O. Если это так, то при мантийной активизации в движение должны были приходиться весьма значительные объемы растворов из различных источников (при дегидратации серпентинитов, метеорных, поровых и других вод).

Хлор в форме NaCl практически является обязательным компонентом гидротермальных растворов. Для хлора, содержания которого во флюидных включениях изменяются от весьма малых до целых молей на 1 кг H<sub>2</sub>O, вероятны глубинный привнос и заимствование из гранитов и эвапоритов. На возможность глубинного привноса указывает И.А.Резанов, утверждая, что при дегидратации серпентинитов хлор выделяется вместе с H<sub>2</sub>O. Значительные количества хлора и щелочных элементов могут извлекаться как из самих гранитоидов, так и из поровых растворов в них. Показателен эксперимент по пропариванию гранитов водой, после чего в них обнаружили рассольные скопления с кристалликами галита и сильвина [10]. По В.Б.Наумову с соавторами, средние массовые содержания хлора в расплавах гранитов составляют около 0,2%, а в их щелочных разностях — до 0,5% [16]. Что касается эвапоритовых фаций, то их влияние ощущается на месторождениях в красноцветных песчаниках Кокчетавского массива (по 3—4 моля хлора и щелочных элементов на 1 кг H<sub>2</sub>O) [26].

Своеобразны представления зарубежных геологов об источнике хлоридных растворов для месторождений типа

«несогласия» впадины Атабаска в Канаде. Утверждается, что хлоридные растворы, имевшиеся в толще выполнения впадины, проникали в ее фундамент, нагревались и затем поднимались в зоны рудообразования. При этом они взаимодействовали с породами фундамента, содержащими кальций и магний, и обогащались ими [36]. Такой способ появления хлоридных растворов неприемлем для геохимически аналогичных, в сущности, месторождений района Ист-Аллигейтор в Австралии по причине непроницаемости покрова над фундаментом. Для сохранения этой же гипотезы выдвигалось даже предположение о подтоке хлоридных растворов с востока, из далеко расположенных эвапоритовых толщ бассейна Мак-Артур.

О возможном составе поровых растворов в гранитах можно судить по результатам компьютерного моделирования, проведенного В.Л.Барсуковым и Б.Н.Рыженко [2]. Моделирование предусматривало закрытость систем от внешних сред и равновесное состояние поровых растворов с вмещающими гранитами. Из моделирования следует, что в поровых растворах, начиная с 500—400 С главная масса хлора, щелочей и двухвалентных металлов переходит в форму неассоциированных ионов, а при 300 С диссоциирует и углекислота. При этом общая минерализация растворов составляет 5—10 г/л, а растворы должны содержать приблизительно по 1 моль/кг  $H_2O$  углекислоты, хлора и натрия, около 0,1 моль/кг  $H_2O$  калия и охранять близкой к нейтральным значениям щелочность при понижении температуры до 100 С. В целом такой состав близок к составу растворов во флюидных включениях на месторождениях урана, но содержания углекислоты заметно ниже (1 моль/кг  $H_2O$  против 2—3 в среднем).

Весьма важная особенность районов с крупными и уникальными месторождениями урана — сопряженность рудообразования с глубинной мантийной активизацией, во время которой вскрывались мощные глубинные потоки углекислоты, необходимой для уранового минералообразования. Типичный, но не всегда проявленный, признак такой активизации — базальтоидный магматизм щелочной, главным образом натровой линии, поскольку по петрологическим данным генерация магм щелочной линии происходит в присутствии углекислоты [27]. Примечательно, что такой магматизм имел место и на упоминавшихся месторождениях Стрельцовского рудного поля, где рудообразование, хотя и было сближено во времени со становлением липаритового очага, но все же возникало после излияния заключительных базальтоидов щелочной направленности. Имеются диабазы среди поздних вулканитов и на Кокчетавском массиве. Надо полагать, что и лампрофиры, отдаленные во времени от становления гранитоидных интрузий на 10—20 млн.лет, возникли при подобной глубинной активизации. После внедрения лампрофиров формировались месторождения Пршибрамские в Чехии, месторождение Шлема-Альберода в Германии и на Центральном Французском массиве. Не являются исключением и месторождения Кировоградского района Украины, где рудообразованию возрастом 1800 млн.лет предшествовали дайки диабазов возрастом 2000 млн.лет [2].

Потоки углекислоты поступали из очагов базальтоидной магмы, но они не служили заметным источником водных растворов, поскольку таким базальтоидным расплавам присуща относительная сухость [45]. Совместно с углекислотой могли привноситься карбонаты натрия и калия (сода и поташ). О такой возможности свидетельствуют процессы фенитизации (содовый метасоматоз), сопутствующие карбонатитам [41], и, главное, содовые лавы вулкана

на Ол-Диньо-Легнаи в Африке. Явно по этой причине (присутствие хорошо растворимых бикарбонатов) во включениях рудообразующих растворов суммарные мольные содержания натрия и калия обычно больше чем хлора, например, по данным Д.Н.Хитарова с соавторами [25, 26]. Показательно, что именно на месторождениях Стрельцовского рудного поля и Кировоградского района, где имеются альбититы, присутствие бикарбонатов во включениях установлено достоверно [5, 42]. При этом указано, что в альбититах Кировоградского района главными компонентами растворов являются  $Na_2CO_3$ ,  $NaCl$ ,  $Na_2Si_2O_5$ . Привлекает внимание силикат натрия, определяющий форму переноса кремнезема при растворении кварца.

Следовательно, минералообразующие растворы имеют смешанную природу, в их состав в разных соотношениях могут входить поровые, трещинные, метеорные воды и воды из более глубоких зон земной коры, возникшие при дегидратации серпентинитов. Из еще больших, подкоровых глубин поступали потоки  $CO_2$  и сопутствовавшие им карбонаты щелочей. При этом их поступление могло запаздывать или быть импульсивным, как, например, на месторождении Мариньяк во Франции [42]. На этом месторождении вначале под воздействием растворов, не содержащих  $CO_2$ , граниты подвергались интенсивной гидрослюдизации, затем имело место урановое рудообразование, но уже из растворов с высоким содержанием  $CO_2$ , после чего в растворах  $CO_2$  снова отсутствовало.

На гидротермальных месторождениях урана вертикальный размах оруденения бывает значительным. Так, на месторождении Шлема-Альберода в Германии горные выработки достигли глубин более 1700 м, на месторождениях Кировоградского района Украинского щита натровые метасоматиты развиты до глубин более 2000 м, а урановая минерализация прослежена до 1500 м, на месторождениях Эльконского района Алданского щита руды встречены до глубин 2000 м [14]. Наибольшие глубины предполагаются для месторождений Кокчетавского массива Северного Казахстана. Здесь, по мнению Б.А.Масягутова и Л.В.Хорошилова, руды формировались от поверхности до глубин 4 км [24]. Тепловым активизатором, несомненно, были мантийные флюиды, под воздействием которых возбуждались конвективные системы. Воздействие флюидов должно было иметь площадной характер, так как только при этом был возможен промыв больших объемов урансодержащих сред с дальнейшим стягиванием растворов в рудолокализирующие зоны.

По данным Г.Б.Наумова [15], температуры в растворах, формировавших месторождения настурана, составляли 100—200 С при давлениях до 100—200 МПа.

Б.И.Омельяненко [17] оценивает температуры образования эйситов до 280 С, гумбеитов до 350 С. Еще более высокими были температуры и давления при формировании альбититов на месторождениях Кировоградского района Украинского щита (до 300—450 С и давления до 200 МПа и более [6, 17]). Однако для поздних, предрудных и синрудных альбититов давление составляет 40—90 МПа и как наиболее характерный интервал температур 260—120 С [5]. К сожалению, не обнаружено данных по давлениям для месторождений в гумбеитах Эльконского района Алданского щита, сходных с кировоградскими по глубинам распространения руд (2000 м). На месторождениях Эльконского района давления могли быть даже большими, что подтверждается данными температур и давления для имеющегося по соседству и возникшего в то же время золотосульфидного оруденения

Рябинового щелочного массива. По В.Б.Наумову с соавторами [16], золотосульфидное оруденение формировалось из углекислотно-хлоридных растворов при температурах 250—400 С и давлениях 400—700 МПа. Поскольку такие давления могут соответствовать литостатической нагрузке толщи пород мощностью 15—27 км, а глубина формирования щелочного массива не превышала 2—3 км, допускают, что указанные давления обусловлены поступлением флюида из глубинных участков земной коры.

По термодинамическим данным уран может переноситься в форме фторидных, фосфатных и карбонатных комплексов уранила, устойчивость которых ограничена температурами 300—350 С. В большинстве случаев урановое рудообразование происходило при 240 С и ниже. Ведущими признаны карбонатные комплексы уранила, устойчивость которых, кроме температуры, зависит от насыщенности растворов углекислотой. По С.Б.Ромбергеру [23], при низких температурах уранилкарбонатные комплексы преобладают в щелочной области (рН 7—8,5). При температурах выше 200 С они теряют свое значение и ведущими в щелочной области становятся гидроксильные, роль которых с повышением температуры увеличивается и при температурах порядка 300 С они вообще могут быть единственными растворимыми соединениями урана. Если это так, то с понижением температуры должна иметь место перестройка форм существования уранил-ионов. Однако С.Б.Ромбергер рассмотрел соотношения между комплексами при низких давлениях CO<sub>2</sub> (для 300 С всего 1 МПа), тогда как при характерных для месторождений урана давлениях в среднем около 100 МПа, парциальные давления CO<sub>2</sub> были большими и область существования уранил-карбонатных комплексов должна быть шире по температуре. Способствовать этому могли карбонаты натрия и калия в растворах, на что указывают данные экспериментов [5]. Из экспериментов следует особо высокая устойчивость, вплоть до 600 С, уранил-карбонатных комплексов в растворах кислой соли карбоната калия.

Как уже упоминалось, частое преобладание мольных количеств щелочей над хлором и избыток щелочей определенно объясняется присутствием их бикарбонатов. При этом значительный избыток щелочей в растворах — одна из основных причин щелочного метасоматоза с возникновением относительно высокотемпературных альбититов, эйситов и гумбеитов. Важно, что при щелочном метасоматозе приобретали подвижность инертные в других условиях фосфор, цирконий, титан, которые в дальнейшем связывались в апатите, цирконе и его разновидностях и титановых минералах, включая браннерит, — обычный носитель урана в эйситах, альбититах и гумбеитах. Апатит типичен для месторождений Кокчетавского района, здесь имеются собственно уран-фосфорные месторождения. Однако на некоторых месторождениях этого района апатит в эйситах отсутствовал, что привело Б.И.Омельяненко [18] к выводу об автономности источников рудоносных растворов, ответственных за формирование месторождений. Апатит уран-фосфорных месторождений содержит уран (0,2—0,6%) в форме изоморфной примеси [9]. По данным С.Б.Ромбергера, основная доля урана может быть связана в уранилфосфатных комплексах в близонейтральной области при температурах порядка 300 С. При щелочном метасоматозе определенную подвижность приобретает и торий, поскольку нередок новообразованный торит, встречены и сложные по составу смеси из циртолита и ферриторита (Грачевское месторождение в Кокчетавском районе) и смеси торита, ксенотима, апатита и

уранинита в выделениях, названных фосфоторитом (месторождение Лес-Бомбес в Центральном Французском массиве) [32]. Торий в форме изоморфной примеси в апатите встречается и на уран-фосфорных месторождениях [9].

**Эволюция растворов.** При вскрытии низкотемпературной гидротермальной системы изменение давления должно активно влиять на состояние растворов еще до их поступления в зоны минералообразования, особенно сложных углекислотных со щелочами и хлором, что почти не рассматривается в известных физико-химических моделях уранового рудообразования. Из экспериментальных данных следует, что такие растворы при температурах ниже критических склонны к гетерогенизации на жидкую и паровую фазы с накоплением в паровой фазе летучих кислотных компонентов, прежде всего углекислоты, а в случае хлоридных растворов и некоторых количеств HCl из-за гидролиза хлористого натрия [11]. По этой причине при вскрытии низкотемпературной гидротермальной системы должны возникать более легкая и подвижная опережающая кислотная и следующая за ней щелочная волны растворов. Такой путь эволюции, подобный установленному Д.С.Коржинским для постмагматических процессов, но без ранней щелочной стадии, надо полагать, обычен при низкотемпературных самостоятельных этапах гидротермальной деятельности. Показателен район Стрельцовского рудного поля, где в самостоятельный низкотемпературный этап образовывались кислотные гидрослюдзиты и далее щелочные низкотемпературные альбититы [8]. Признаки такой кислотно-щелочной эволюции имеются и на других месторождениях урана, в т.ч. связанных со щелочными метасоматитами. Так, на всех месторождениях с эйситами, включая месторождения района Биверлодж в Канаде, щелочному метасоматозу предшествовали кислотные изменения типа пропилитизации. В Кировоградском районе Украинского щита в зонах разломов, контролирующих размещение альбититов, развиты диафориты, которые Р.В.Голева [6] рассматривает как пропилиты, совмещенные с динамотермальными метаморфитами. В Эльконском районе Алданского щита, судя по всему, к типу пропилитизации следует относить наиболее ранние ореолы альбит-серицит-хлоритовых изменений, которые, по данным А.К.Мигуты [14], развиты вдоль тектонических зон, контролирующих размещение гумбеитов.

Аналогично эволюционировали растворы и на месторождениях типа «несогласия» района Атабаска в Канаде и Ист-Аллигейтор в Австралии, уникальность которых обусловлена не только интенсивностью гидротермальной деятельности, но и литолого-структурными особенностями локализации. Так, месторождения восточной части впадины Атабаска приурочены к сопряжению крутопадающих трудно проницаемых тектонических зон в углеродистых породах фундамента со значительно более проницаемым горизонтально лежащим груботерригенным покровом. Определяющим был резкий спад давлений у поверхности несогласия. Важная особенность — обретение растворами повышенной щелочности в покрове над поверхностью несогласия и в кислотную фазу из-за потери углекислоты. На месторождении Сигар-Лейк [31, 39], лучше других изученном, изменения в фундаменте развиты на глубину до 100 м. В фундаменте в кислотную фазу вмещающие сланцы замещались гидрослюдами с почти полным выносом кальция, натрия и существенным калия. Выше поверхности несогласия вынесенный калий вызывал замещение гидрослюдами каолинита цемента песчаников покрова. В следующую фазу эволюции

особенно высокую щелочность растворы приобретали у поверхности и над поверхностью несогласия, что привело к интенсивному растворению кварца до возникновения структур обрушения в песчаниках покрова. В эту фазу в фундаменте гидрослюды замещались хлоритом, а над поверхностью несогласия за счет выносимых калия и алюминия образовывались скопления гидрослюды, затем замещавшиеся хлоритом, массы которого образуют залежи урановых руд. Только в фундаменте (по причине трудно проницаемого покрова) в менее крутых до пологих тектонических зонах в углеродистых породах происходили гидротермальные преобразования на месторождениях Джабилука, Рейнджер, Кунгарра в районе Ист-Аллигейтор в Австралии. Здесь также наблюдались интенсивный вынос оснований, перемещение кремнезема и хлоритизация с образованием урановых руд в зонах хлоритизации, причем в кислотную фазу прослойки доломитов замещались кварцем, а на Рейнджер-1 в результате растворения мощной пачки доломитов возникла структура обрушения, заполненная новообразованным хлоритом [30, 38].

Интенсивность удаления летучих в паровую фазу зависит от степени вскрытия системы и возрастает с охлаждением растворов, достигая максимума при температурах около 250 °С [39]. По данным авторов этой работы, при испарении 4% жидкой фазы, из первоначально изолированной системы, содержащей 3 моля NaCl, при 350 °С в паровую фазу из имевшихся переходит H<sub>2</sub> 92%, CH<sub>4</sub> 75%, CO<sub>2</sub> 70% и H<sub>2</sub>S 1%, а при 250 °С — весь H<sub>2</sub> и весь CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S 98%, SO<sub>2</sub> 68% и практически весь CO<sub>2</sub>.

Скорее всего из-за высокой летучести CO<sub>2</sub> и хорошей вскрытости зон минералообразования не обнаружено свободной CO<sub>2</sub> во флюидных включениях на месторождениях Стрельцовского рудного поля [42] и месторождении Шлема [41], где рудообразование происходило при температурах 250—160 и 278—160 °С соответственно. На Стрельцовских месторождениях давления не превышали 20 МПа, а о хорошей вскрытости зон минералообразования на месторождении Шлема свидетельствуют признаки неоднократного вскипания рудных растворов. При этом на Стрельцовских месторождениях CO<sub>2</sub> все же сохранилась во включениях в менее проницаемых зонах с бедными рудами, а на месторождении Шлема жилы сложены преимущественно кальцитом, содержащим 44% CO<sub>2</sub>.

Привлекают внимание данные работы [38] об интенсивном переходе в паровую фазу соединений серы при температуре около 250 °С. Таким образом, растворы кислотной волны, уходящие из гидротермальной системы, должны обладать восстановительными свойствами, а с понижением температуры до 250 °С еще и благоприятствовать образованию сульфидов. При этом соединения серы определенно отставали во времени от более летучих компонентов. Например, на месторождениях Стрельцовского района пирит отлагался в кварц-карбонат-сульфидную стадию вслед за аргиллизацией [8], на месторождениях Кокчетавского района в березитах пирит образовался позже кварц-слюдистой ассоциации [6], а на Пршибрамских месторождениях Чехии жилы преурановой сидерит-сульфидной стадии окружены ореолами серицит-иллитовых изменений вмещающих пород [1]. Причем в кислотный период уран не осаждался, а выносился при метасоматических изменениях из пород. Так, в Стрельцовском районе при аргиллизации содержание урана в породах понижалось до первых десятитысячных процента [8].

На всех месторождениях урановая минерализация формировалась в следующий за кислотным период, но не в начальные его стадии, а при повторных вскрытиях гидротермальных систем. Например, на Пршибрамских месторождениях — после кальцитовой стадии, сменившей сидерит-сульфидную, в Кокчетавском районе — при образовании анкерит-гематит-хлоритовых прожилков после выделения основной массы пирита, на Стрельцовских месторождениях — после кварц-карбонат-сульфидной в альбит-браннерит-настурановую стадию. При повторных вскрытиях гидротермальных систем урановая минерализация образовывалась и на месторождениях в альбититах Кировоградского района и эйситах Кокчетавского.

Интересна устойчивая ассоциация урановых минералов с анкеритом, гематитом и магнезиально-железистым хлоритом на месторождениях Кировоградского и Кокчетавского районов, причем в Кокчетавском ореолы анкерит-гематит-хлоритовых прожилков являлись надежным поисковым признаком месторождений в березитах [6], а прожилковая хлоритизация в эйситах выделена Б.И.Омельяненко как ведущий рудосопровождающий признак. Связь урановых минералов с хлоритом, реже с анкеритом имеется и на месторождениях Стрельцовского рудного поля. При этом считают, что здесь браннерит, уранинит и настуран развивались синхронно с гематитизацией [29]. Гематитизация играла важную роль и на месторождениях в эйситах Кокчетавского района и альбититах Кировоградского. Установлено, что в эйситах наиболее богатые залежи отличаются более интенсивной гематитизацией [24], а в альбититах отношение содержаний гидроксидов Fe(III) к Fe(II) максимальное на уровне рудных сечений и снижается в корневых частях зон альбитизации [5].

Тесная связь урановых минералов с гематитом указывает на восстановление урана двухвалентным железом, на возможность этого в свое время обратил внимание Р.П.Рафальский [21], а последовательность анкерит-урановые минералы и гематит—хлорит свидетельствует о восстановлении урана в момент ощелачивания растворов, поскольку образование гематита и хлорита направлено на компенсацию роста щелочности. По этой же причине присутствие гематита в безрудных альбититах и эйситах можно рассматривать как признак их образования в процессе ощелачивания растворов, причем окислителем железа, вероятнее всего, служили сами растворы, обретавшие при ощелачивании повышенный кислородный потенциал.

Таким образом, на указанных месторождениях двухвалентное железо в растворах играло важную роль в образовании урановых руд. В принципе, возможность такого восстановления урана никем не отрицается, но предпочтение отдается другим, более активным растворимым восстановителям и, прежде всего, сероводороду и продуктам его диссоциации. Однако на упомянутых месторождениях сульфиды в ассоциации с урановыми минералами не упоминаются, кроме предрудного пирита в березитах, по которому развивались урановые минералы совместно с гематитом. Можно утверждать, что и на большинстве других гидротермальных месторождений, где в ассоциации с урановыми минералами не отлагались сульфиды, при основном рудообразовании соединения серы в растворах не играли определяющей роли в восстановлении урана. Даже на месторождениях «несогласия» района Атабаска сульфиды не приобрели существенно значения, хотя в их рудных зонах восстановительный потенциал был столь значительным, что образовывались арсениды никеля в количествах вплоть до промышленных.

Отсутствие или недостаточные количества серы в растворах становятся понятными, если принять предложенную схему, по которой соединения серы из низкотемпературной гидротермальной системы удаляются в раннюю кислотную фазу эволюции растворов.

В эту же кислотную фазу эволюции, причем ранее серы, из гидротермальной системы удаляются  $H_2$  и  $CH_4$ , но, тем не менее,  $H_2$ ,  $CO$  и углеводороды встречаются во флюидных включениях, в частности в альбититах Кировоградского района [5]. Обнаруженные в альбититах  $CO$  и углеводороды при преобладании  $CH_4$ , по-видимому, появились из вмещающих гранитов, в которых их содержания сравнимы с таковыми в альбититах. Что касается водорода, то его присутствие чаще всего объясняют радиолизом гидротермальных растворов.

Однако имеются крупные и уникальные месторождения, для которых присутствие значительных количеств вторичного метана, возникшего при гидрогенизации углеродистых веществ, установлено документально. Это месторождения с углеродистыми породами в составе рудовмещающих толщ, прежде всего, месторождения типа «несогласия» Австралии и Канады. На этих месторождениях углеродистые породы играли главенствующую рудолокализирующую роль, причем на месторождениях восточной части впадины Атабаска руды заметно отделены вверху от горизонтов углеродистых пород [20], что свидетельствует об участии в рудообразовании подвижных газообразных восстановителей. Ярко выражено влияние углеродистых пород на месторождении Шлема-Альберода, где на жилы среди таких пород приходится до 75—80% всех запасов руд [3]. На этих месторождениях углеродистое вещество вмещающих пород представлено формами близкими к графиту, для которых свойственна высокая химическая устойчивость. В обычных условиях графит начинает взаимодействовать с водой с образованием  $CH_4$  при температурах не менее 400 С, тогда как на указанных месторождениях температуры минералообразования не превышали 200 С. Причина видится в высокой электропроводности углеродистых горизонтов, благодаря чему в их пределах возникали природные гальванические элементы с ЭДС, достаточной для преодоления устойчивости углеродистых веществ, и создания обстановок, необходимых для их гидрогенизации. Особенности формирования природных гальванических элементов детально рассмотрены Ю.М.Гуртовенко [7]. По данным, приводимым им, ЭДС природных гальванических элементов может достигать 10—15 В. Естественно, что не все углеродистые породы обладают электрической проводимостью. Ю.М.Гуртовенко указывает, что проводимость в них возникает, когда выделения углеродистых веществ приобретают «связность» вследствие развития в породах притертых тектонических швов и зон милонитизации. Именно такие послонные тектонические швы и зоны милонитизации характерны для углеродистых горизонтов на месторождениях во впадине Атабаска и в районе Ист-Аллигейтор. Насыщены послонными нарушениями и углеродистые породы на месторождении Шлема-Альберода. Гидрогенизации препятствует углекислота, являющаяся побочным продуктом. Поэтому для активной гидрогенизации необходимо удаление углекислоты из зоны реакции (как вновь образующейся, так и уже содержащейся в растворах), иначе необходима достаточная вскрытость структур. Наиболее благоприятными для этого были обстановки во впадине Атабаска, где катодные восстановительные окончания были приурочены к

выходам на поверхность несогласия углеродистых горизонтов, почему здесь и образовывались наиболее концентрированные руды в компактных залежах, причем на катодных окончаниях углеродистые вещества часто полностью уничтожались. Заметное до значительного снижение количества углеродистых веществ наблюдалось и на месторождениях района Ист-Аллигейтор.

В заключение следует отметить, что имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии прямых генетических связей гидротермальных месторождений урана с флюидами гранитоидных магматических очагов. Минералообразующие растворы этих месторождений возникали за счет поровых, трещинных и метеорных вод, проникающих на значительные глубины во время развития поверхностных окислительных обстановок, возникавших перед рудообразованием в условиях общего воздымания, глыбовых перемещений и вскрытия разломов.

Существенно иной источник усматривается для месторождений впадины Атабаска. Можно утверждать, что растворы возникали из проникавших в фундамент хлоридных вод, имевшихся в выполнении впадины. Не исключен и эндогенный источник — водные растворы, образовавшиеся при дегидратации серпентинитов в земной коре из-за подъема изотерм при мантийной активизации. Примечательно, что именно при такой активизации формировались и гидротермальные месторождения урана.

Определенно, основная форма переноса урана — уранил-карбонатная. Необходимая для этого углекислота и карбонаты щелочей поступали из подкоровых базальтоидных очагов во время тектоно-магматической активизации. Тогда же, при подъеме изотерм возбуждались конвективные системы, растворы обогащались ураном и в результате в рудолокализирующих зонах образовались урановые руды.

При вскрытии гидротермальных систем вследствие изменения давления и температур растворы должны были гетерогенизироваться с разделением на более подвижную паровую и жидкую фазы с возникновением опережающей более кислотной и восстановительной и следующей щелочной волн растворов, что в рудолокализирующих зонах приводило вначале к кислотным изменениям, затем к осаждению сульфидов и далее к собственно урановому минералообразованию. При этом в случаях достаточной активности карбонатов щелочей имели место явления щелочного, преимущественно содового метасоматоза.

Судя по всему, на гидротермальных месторождениях урана роль важного восстановительного агента принадлежала двухвалентному железу, на что указывает устойчивая ассоциация урановых минералов с анкеритом, хлоритом и гематитом (с последним как с продуктом окисления железа). Что касается месторождений типа «несогласия» районов Атабаска и Ист-Аллигейтор, то для них определяющее значение имели природные гальванические элементы, возникавшие в углеродистых горизонтах вдоль согласных зон милонитизации и притертых тектонических швов. Особенность месторождений — процессы гидрогенизации углеродистых веществ на катодных окончаниях гальванических элементов с образованием газообразных восстановителей, под воздействием которых происходило восстановление урана. Подобное, по всей вероятности, имело место и на месторождении Шлема-Альберода в Германии.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранов Ю.А., Бойцов В. Е., Кремчуков Г.А. и др. Урановые месторождения Чехословакии. —М.: Недра, 1984.

2. Барсуков В.Л., Рыженко Б.Н. Температурная эволюция поровых растворов равновесных с породами разной основности // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 3. С. 208—226.
3. Барсуков В.Л., Соколова Н.Т. Предрудные гидротермальные изменения вмещающих пород на урановом месторождении Шлема (Рудные горы, ФРГ). Принципиальная геохимическая характеристика // Геохимия. 2000. № 1. С. 55.
4. Величкин В.И., Власов Б.И., Омеляненко Б.И., Янбухтин Т.К. Модель гидротермального магматогенного уранового рудообразования // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 1. С. 12—22.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. —Киев: Наукова думка, 1995.
6. Голева Р.В. Ураносные и парагенетические с ними гидротермалиты областей тектоно-магматической активизации и их прогнозно-поисковые значения. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. —М., 2000.
7. Гуртовенко Ю.М. Симметрия природных гальванических элементов / Тр. Всес. конф. «Симметрия геологических структур». —Л.: Недра, 1975. С. 125—131.
8. Ищукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. —М.: Геоинформмарк, 1998.
9. Королев К.Г., Белов В.К., Путилов Г.С. Месторождения фосфорно-урановой метасоматической рудной формации. —М.: Энергоатомиздат, 1983.
10. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении / Проблемы глобальной геодинамики. —М.: ГЕОС, 2000. С. 204—224.
11. Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Распределение элементов в равновесиях с участием флюидов / Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. —М., 1991. С. 57—117.
12. Мельников И.В. Минералого-геохимические особенности процесса формирования гидротермальных уран-молибденовых месторождений / Геохимия процессов миграции рудных элементов. —М.: Наука, 1997. С. 180—190.
13. Мельников И.В., Жукова Т.Б. и др. Некоторые особенности изменения химического состава растворов при формировании гидротермальных урановых месторождений / Теория и практика термобарохимии. —М.: Наука, 1978. С. 107—115.
14. Мигута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 49. № 4. С. 323—343.
15. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. —М.: Атомиздат, 1978.
16. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 520—529.
17. Омеляненко Б.И., Горшков А.А., Камболин А.Е., Раудонис П.А. Геологические особенности уранового месторождения Грачевское (Северный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 5. С. 429—449.
18. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. —М.: Недра, 1978.
19. Пакульнис Г.В. О роли эндогенных и экзогенных факторов в формировании масштабных гидротермальных месторождений урана // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 3—8.
20. Пакульнис Г.В., Шумилин М.В. Месторождения урана типа «несогласия» района Атабаска (Канада). —М., 2005.
21. Рафальский Р.П. Физико-химическое исследование условий образования урановых руд. —М.: Госатомиздат, 1963.
22. Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. —М.: Наука, 2002.
23. Ромбергер Б.С. Перенос и отложение урана в гидротермальных системах при температурах до 300 С. Приложение к геологии / Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана. —М.: Мир, 1988. С. 28—36.
24. Урановые месторождения Казахстана (эндогенные). —Алматы: Гылым, 2000.
25. Хитаров Д.Н., Шмариович Е.М., Реутин Ю.В. Физико-химические особенности растворов, сформировавших гидротермальные месторождения урана // Советская геология. 1980. № 5. С. 90—99.
26. Хитаров Д.Н., Шмариович Е.М. Растворы газожидких включений на гидротермальных молибденурановых месторождениях // Советская геология. 1982. № 12. С. 109—115.
27. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. —Л.: Недра, 1983.
28. Шмариович Е.М., Ашихмин А.А., Модников И.С. Физико-химические причины стадийной эволюции гидротермального уранового процесса // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 52—64.
29. Aleshin A.P., Velichkin V.I., Krylova T.L., Golubev V.N., Cuney M., Poty B. Unique Mo-U deposits of the Streltsovskaya caldera (Eastern Transbaikalia, Russia): geological settings and formation conditions. International conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France, April 13—16 2003.
30. Binns R.A., Ayres D.E., Wilmschurst L.R., Ramsden A.R. Petrology and Geochemistry of alternation associated with uranium mineralization at Jabiluka. N.T. Australia. Ferguson J., Goleby A.B., eds. Uranium in Pine Creek geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. Proc. Ser. P. 417—438.
31. Bruneton P. Geology of the Cigar Lake uranium deposit (Saskatchewan, Canada). In Economic Minerals of Saskatchewan. Edited by C.F. Gilboy and L.W. Vigross Saskatchewan Geological Society. Publication 8. P. 99—119. 1987.
32. Cathelineau M. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east french Massif Central. Bull. Mineral. 110. 1987. P. 249—259.
33. Correlation of Uranium Geology between South America and Africa. IAEA, Vienna 1986. Technical Reports. Series 270. P. 142—147.
34. Cuney M. Geologic Environment, Mineralogy and Fluid Inclusions of the Bois Noirs-Lmouzat Uranium Vein, Forez, France. Econ. Geol. Vol. 73. 1978. P. 1567—1610.
35. Cuney and Friedrich. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. Bull. Mineral. 1987. 110. P. 235—247.
36. Derome D., Cathelineau V., Cuney M., Farbe C. Reconstitution of the H, T, x properties of paleofluids in the McArthur River unconformity-type uranium deposit (Saskatchewan, Canada). In International Conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France, April 13—16, 2003.
37. Drummond S.E. and Ohmoto H. Chemical Evolution and Mineral Deposition in Boiling Hydrothermal Systems. Econ. Geol. 1985. Vol. 80. № 1. P. 126—147.
38. Ewers G.R., Ferguson J. Mineralogy of the Jabiluka, Ranger, Koondarra and Nabarlek uranium Deposits. Uranium in the Pine Creek geosyncline. Vienna; IAEA, 1980. Proc. Ser. P. 363—374.
39. Fouques J.P., Fowler M., Knipping H.D., Schimann K. The Cigar Lake uranium deposit: discovery and general characteristics. In Uranium deposits of Canada. Canadian Inst. of Mining and Metallurgy, 1986. Special Volume 33. P. 218—229.
40. Koster van Groos. 1990 High-pressure DTA study on the upper three-phase region in the system Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O. American Mineralogist. 1990. Vol. 75. № 5—6. P. 667—676.
41. Krylova T.L., Velichkin V.I., Timofeev A.V., Poty B., Cuney M., Pironon J. The mineral-forming fluids at the vein-type uranium deposits of the Saxonian Erzgebirge (Germany). In International Conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France. April 13—16 2003
42. Krylova T.L., Aleshin A.P., Velichkin V.I., Cuney M., Pironon J., Chabiron A., Poty B. Physico-chemical conditions of uranium ore formation at the Streltsovskoye and Antei deposits (Eastern Transbaikalia, Russia). In International Conference URANIUM GEOCHEMISTRY 2003. Nancy-France. April 13—16 2003.
43. Leroy J. The Margnac and Fanay Uranium Deposits of the La Crouzille District (Western Massif Central, France): Geologic and Fluid Inclusion Studies. Econ. Geol. Vol. 73. 1978. P. 1611—1634.
44. McKay A.D. and Mieztis Y. 2001. Australia's uranium resources, geology and development of deposits. AGSO-Geoscience Australia, Mineral Resource Report 1.
45. Naumov V.B. Volatile components in magmatic and metamorphic processes: fluid and melt inclusion data // Bull. Mineral. 1988. Vol. 111. № 3—4. P. 291—296.