

ПАРАГЕНЕЗИС И КСЕНОН-КСЕНОНОВЫЙ ВОЗРАСТ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА СФЕРОЛИТА НАСТУРАНА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШЛЕМА-АЛЬБЕРОДА (РУДНЫЕ ГОРЫ)

© 2003 г. Ю. М. Дымков*, Н. Т. Соколова**

*Всероссийский научно-исследовательский институт химической технологии
115409 Москва, Каширское шоссе, 33

**Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991 ГСП-1 Москва, ул. Косыгина, 19

Поступила в редакцию 18.07.2001 г.

Обсуждаются опубликованные данные Лаборатории геохронологии ГЕОХИ по ксенон-ксеноновому возрасту настурана из различных рудных жил с многостадийной минерализацией месторождения Шлема-Альберода [1]. Детализируются минералогические и геохимические данные о геохронологически изученной крупной почке настурана из этого месторождения. Предложен новый вариант геохронологической системы понятий о генерациях минералов.

Многочисленные определения ксенон-ксенонового возраста настурана из крупнейшего в Европе уранового месторождения Шлема-Альберода, проведенные в лаборатории Ю.А. Шуколюкова (1989) [1], дали ценный парагенетический и топогенетический материал и стимулировали проведение данных исследований. В работе [1] выделены по меньшей мере четыре генерации настурана, соответствующие максимумам Хе-Хе возрастов, млн. лет: 300–270; 250–240; 200–190; 170–150. Перенос этих данных на схему месторождения показал, что изотопный возраст рудных линз закономерно уменьшается от какого-то центра к периферии месторождения.

Установленную топологическую закономерность “возрастного” распределения настурана на месторождении Шлема на основе приведенных данных можно интерпретировать двояко. Первое: отложение от центра к периферии месторождения все более молодых настуранов. Или, наоборот, центр месторождения представлял собой более “запечатанную” реликтовую его часть, а процессы изменения и “омоложения” шли на периферии, по направлению к центру. Их экстенсивность ослабевала во времени. Оба положения практически равноценны. Сравнение с другими жильными месторождениями показывает, что есть примеры и первичной (отложения) и метасоматической (замещение) зональности и в пределах рудных жил и в более крупных объектах.

Подобное распределение минерализации ранних и поздних стадий или ранних и поздних минералов в пределах одной стадии известно и для других жильных месторождений. Так, структурно-минералогическими исследованиями А.В. Заварзина,

И. Коминька, В.И. Малышева и др. [2] на Пршибрамском урановом месторождении (Чехия) обнаружили практически ту же закономерность. По крайней мере в отдельных жилах: минералы ранней сидерит-сульфидной ассоциации приурочены к срединным частям жил, в то время как минералы более поздней кальцит-настурановой ассоциации – к их флангам. В целом по месторождению в направлении с юго-запада на северо-восток более ранняя сидерит-сульфидная минерализация сменяется более молодой кальцит-настурановой, а затем и поздней кальцитовой минерализацией, что объясняется последовательностью развития структурных элементов и прежде всего вторичного приоткрывания жильных трещин. Это – при двухэтапном крустификационном рудоотложении в открытых трещинах (~280 и ~50 Ма).

Локальные пространственно-временные поля в плоскости одной из крупных крустификационных жил Богутиня (Pb–Zn–Пршибрам), по данным М. Пиша [3], представляют собой серии вписанных друг в друга линз: внутренние линзы выполнены ранними минералами, внешние, более широкие, – выполнены поздними минералами.

Сравнение здесь с месторождениями Пршибрамского рудного поля особенно интересно, так как известна практически полная аналогия отмеченных месторождений с месторождением Шлема-Альберода в эволюции морфологии кристаллов и последовательности образования карбонатов и настурана варисских жил [4].

Другой пример такого рода зональности на урановых жильных месторождениях с многоэтапным рудообразованием и связанным с ним внутрижильным метасоматозом – месторождение Цо-

бесс, Германия [5]. Здесь зональность в масштабе жил, месторождений и рудных полей связана с преотложением жильных минералов (карбонатов и барита) при внутрижильном кварцевом метасоматозе.

В отношении отдельного минерала – настурана также возможны два вида геологической интерпретации возрастных данных, создающих “структурную” и (или) “метасоматическую” модели пространственного развития оруденения. Все зависит от того, какую парагенетическую и онтогенетическую интерпретацию возрастных различий мы примем, т.е. какое происхождение имеют выявленные генерации настурана.

ПАРАГЕНЕЗИС: ГЕНЕРАЦИИ ИЛИ ПОКОЛЕНИЯ НАСТУРАНА?

В теории рудообразования под генерациями обычно понимаются разновозрастные кристаллы, сферолиты и зерна одного и того же минерала, т.е. разновозрастные индивиды. В минералогии известно, однако, что отдельные кристаллы, образовавшиеся, например, в палеозое автоэпитаксически обрастаются (дорастают) в альпийское время и т.п. Чаще выявляют генерации в один этап минерализации. Таким образом, перерыв между генерациями может быть и ничтожным и очень большим. Чтобы разграничить масштабы временных промежутков между разновозрастными выделениями одного минерала или его частей, генерации, соответствующие разным этапам минералообразования и фиксируемые изотопной геохронологией, предложено называть поколениями (*Hypergeneration*) минералов, а также выделять внутри них различные виды генераций [4].

На месторождении Шлема-Альберода большинство урановорудных жил претерпело неоднократное “вторичное” приоткрывание, но не удается однозначно решить, с какими парагенетически определенными вторичными приоткрываниями связано поступление новых порций ураноносных растворов и образование отличающихся по возрасту генераций настуранов. Имеем ли мы дело с каким-то одним или с несколькими поколениями генераций настурана, неоднократно изменяющихся при воздействии более поздних растворов? Минералогические наблюдения, как отмечается Викт.Л. Барсуковым [1], показали многочисленные примеры диффузионного изменения настуранов, однако авторы склонны говорить о “неоднократных повторениях процессов кристаллизации настурана в кку-жилах...” и, надо понимать, через измеряемые изотопным методом отрезки времени. Генерации настурана в “свежем”, первичном состоянии можно было бы рассматривать как генерации отложения или ортогенерации (*ortogenerations*), если они не имеют признаков струк-

турных и химических преобразований. Генерации с признаками структурного (микротекстурного) преобразования и химического изменения индивидов (кристаллов, сферолитов, почек) или субиндивидов различных порядков (отдельных зон, секторов, радиально-лучистых пучков, игл и блоков) целесообразно соответственно назвать генерациями преобразования, сокращенно, метагенерациями (*metagenerations*). Часть из них относится [6] к смешанным генерациям (*mixed generations*).

Ранние генерации настурана, образовавшиеся с кальцитом и гребенчатым кварцем, морфогенетически охарактеризованы детально Викт.Л. Барсуковым и его сотрудниками [7, 8], Г.Б. Наумовым и др. [9, 10], а также в работах [4, 11]. Известны, по меньшей мере, три генерации настурана одного поколения с изотопным возрастом 280–240 Ма. В неизменном состоянии их можно было бы рассматривать как генерации отложения или ортогенерации, однако, по последним данным [12], генерации настурана “240 Ма” являются смешанными. Возраст 240 Ма характеризует примесь регенерированного настурана, связанного с еще более поздними процессами, которые пространственно относятся к минералам варисского поколения, но генетически связаны с киммерийскими гидротермальными процессами изменения. Это – смешанная генерация. Неизменные ортогенерации настурана в месторождениях Богемского массива и Рудных гор имеют возраст, близкий 280–270 Ма.

Изотопная геохронология оксидов урана позволяет определить среди них не только поколения генераций отложения (ортогенераций), но и генераций преобразования (метагенераций) в одном индивиде. Краткое сообщение об этом редком примере [13] более детально охарактеризовано ниже. Поколения метагенераций (*Hypermetagenerations*) определены здесь в пределах одной почки настурана.

ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поставленная задача – уточнение парагенетической оценки некоторых дискуссионных возрастных моментов парагенезиса урановорудных жил месторождения Шлема-Альберода на основе изучения изотопной геохронологии одного минерального индивида – крупной почки внешне “свежего”, не затронутого гипергенными процессами, настурана, взятого из участка, где проявились почти все стадии минералообразования, характерные для месторождения. Принятый за основу исследования онтогенетический [14] и генетико-информационный [15] методологические подходы генетической минералогии допускают, что такой отдельный индивид минерала содержит важнейшие генетические данные не только о самом минерале, но и о месторождении в целом.

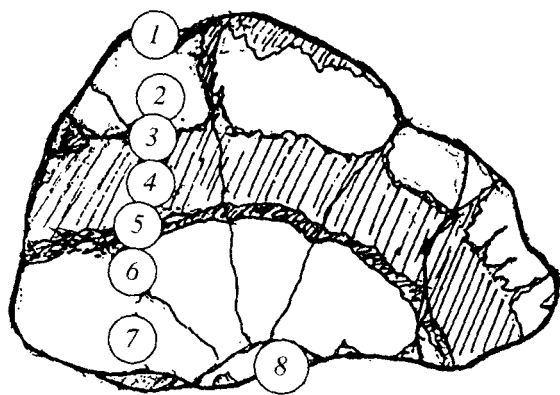


Рис. 1. Схема взятия микрокерновых проб из почки настурана образца 66/72. Жила Дюрре-Хенне, Шлема-Альберода.

1 – внешняя зона почки; 2 – средняя зона; 3 – внутренняя зона почки; 4–8 – места взятия проб и номера проб.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образец, анализированный с целью определения Xe_s – Xe_n -возраста отдельных концентров почки настурана, взят из наиболее удаленного от центра месторождения Шлема-Альберода участка жилы Дюрре-Хенне на горизонте – 1620 шахты 44, штрек 2100. Жила Дюрре-Хенне имеет мощность 15–20 см и сложена в основном кварцем и карбонатами. В участках с урановым оруденением жила пересекает пачку “полосчатых” пород – слюдястых сланцев, чередующихся с углисто-кремнистыми, углисто-слюдясто-кремнистыми и углистыми прослоями, обогащенными сульфидами. Настуран в виде почковидных линзовидных гнезд, длиною в основном от 5 до 15 см и до 6 см в утолщениях, встречался совместно с реликтовым кальцитом в участках жилы, пересекающих тонко-чередующиеся углисто-слюдястые сланцы, углисто-кремнистые скарированные слюдястые сланцы с углистыми прослоями.

В самой жиле присутствуют минеральные ассоциации по меньшей мере трех последовательных стадий минерализации:

- кварцево-настуран-кальцитовой-kku (реликты белого кальцита и “первичный” настуран); в одном из гнезд настурана, взятого поблизости от изученного образца, настуран имел ранее определенный возраст 230 Ma;

- доломитовой – MgU (псевдоморфное замещение раннего кальцита доломитом и образование тонкой вкрапленности клаусталита в отдельных гнездах настурана);

- арсенидной – BiCoNi (вкрапленность арсенидов и самородного висмута в нескольких метрах от настурановых гнезд).

Внешне настуран выглядел мало в чем изменившимся, сохранив свою первичную форму, раковистый излом и блеск. Одно из почковидных гнезд настурана было распилено перпендикулярно основанию и отполировано. Рудное гнездо состояло из нескольких сросшихся почек – обычных сложных сферолитов (рис. 1).

По текстурным и возрастным признакам в почке настурана выделены три зоны, повторяющиеся в первом приближении зоны сферолитового роста почки: внутренняя, нижняя, у основания почки, средняя – промежуточная, и внешняя, заканчивающаяся гладкой почковидной поверхностью. Микроскопическое изучение показывает, что эти зоны соответствуют зонам интенсивного преобразования настурана. Среднюю, промежуточную зону ориентировочно можно выделить визуально по слабому усилению металлического блеска.

Зоны изменения настурана с неясными диффузионными границами между ними различимы и в полированном срезе почки в отраженном свете и до и, особенно, после травления настурана концентрированной азотной кислотой. На контакте с кальцитом настуран окислен, о чем свидетельствует параметр решетки его $a_0 = 0.541$ нм и диффузные дифракционные линии на рентгенограммах. Возраст настурана у контакта с породой 230 Ma.

Все зоны преобразования настурана почти полностью потеряли первичные текстурно-структурные особенности сферолитового роста [16] – ростовые концентры и радиальную лучистость. В целом почка настурана представляет собой сложную агрегатную псевдоморфозу по первичному сферокристаллическому оксиду урана, состоящую, минимум, из четырех новых уран-оксидных фаз с различными параметрами решетки (таблица). Различные уран-оксидные фазы образуют петельчатую диффузионную структуру, в деталях напоминающую структуры эндогенного преобразования настурана в других месторождениях, в том числе особенно яркие, охарактеризованные в литературе для Яхимовского, Чехия [17], и Стрельцовского, Забайкалье [18], урановых месторождений.

Внешняя зона сложена относительно однородным перекристаллизованным настураном, разбитым тонкими прожилками карбоната на округлые макроблоки. Вдоль тонких прожилков количество пор уменьшается, вдоль более мощных прожилков, наоборот, пористость увеличивается. Форма тонких прожилков свидетельствует об объемных изменениях текстурно-изотропного вещества (по-видимому, дегидратация силикатного стекла). При увеличении можно разглядеть незаметные метасоматические прожилки, трассируемые приуроченными к ним короткими линзовидными трещинками.

По распределению микропор, особенно после более продолжительного структурного травления настурана азотной кислотой, выявляются участки, сложенные одноименно ориентированными квадратами (десятки микрометров в ребре) – кристаллическими блоками, эндотаксиально образовавшимися по сферокристаллическим пучкам первичных сферолитов. Признаки радиального роста здесь полностью стертые. Встречаются более поздние диффузионные петли, заливы, зональные диффузионные фигуры – следы последующих изменений, характерных для промежуточной зоны.

По физическим свойствам основной массы оксид урана соответствует параметру кристаллической решетки $a_0 = 0.543$ нм. В резко подчиненном количестве встречаются небольшие пятна окисленного диспергированного оксида, по-видимому, соответствующего оксиду с $a_0 = 0.541$ нм (диффузн.). Диффузность линий на рентгенограммах свидетельствует о далеко зашедшей диспергации настурана. В массе монолитного полностью перекристаллизованного настурана травлением выявляются более поздние диффузионные “петли”, “заливы”, вуалевые пятна, зональные, часто симметричные, фигуры изменения, отходящие от промежуточной зоны.

Средняя зона имеет извилистые границы участков окисления и гидратации (снижение отражения), напоминающие сутурные линии аммонитов. Различаются более трех фаз: основная фаза с $a_0 = 0.542$ нм, в подчиненном количестве, в зональных диффузионных фигурах и тонких сетках, – изотропизированный коффинит, возможно, биотит, тонкие каймы и сетки, линзовидные и звездчатые выделения в низкоотражающем веществе оксида урана с высоким коэффициентом отражения (типа U_4O_9). Линзовидные выделения с высоким отражением окружены тонкой темной каймой.

Фазы с параметром решетки $a_0 = 0.541$ нм, дающие на рентгенограммах диффузные линии, обособляются в центре диффузионных фигур не только в средней, но и в других зонах изменения настурановой почки. Для них характерны постепенные переходы тонкодиспергированных оксидов к низкоотражающим (в полировках) уран-оксидным пастам.

Средняя, промежуточная зона, сложенная оксидом с параметром решетки $a_0 = 0.542$ нм, отделяется от внешней и внутренней зон более низким отражением ($-R$ 2–3%). Низкоотражающие пятна гидратации, окисления и, возможно, силификации появляются вдоль границы средней зоны с внешней и внутренней зонами. Количество более низкоотражающей фазы увеличивается, и от фазы с $a_0 = 0.543$ нм остаются лишь более светлые реликтовые пятна с признаками почти полностью исчезнувшей радиальной структуры.

Возрастные и рентгенографические данные о микрокерновых пробах из почки настурана. Образец Н.Т. Соколовой 66-72-1

| Номер пробы п/п | Возраст* млн. лет | Параметр кристаллической решетки, ** a_0 , нм | Зоны |
|-----------------|-------------------|---|------------|
| 1 | 200 | 0.541 диф. | Внешняя |
| 2 | 200 | 0.543 | |
| 3 | 140 | 0.540 диф. | Средняя |
| 4 | 140 | 0.542 | |
| 5 | 140 | 0.542 | |
| 6 | 200 | 0.543 | Внутренняя |
| 7 | 200 | 0.543 | |
| 8 | 230 | 0.541 диф. | |

* Определен Xe/Xe-методом А.П. Мешиком и О.В. Правдивцевой (ГЕОХИ).

** Аналитик Н.Г. Назаренко (ВНИИХТ). диф.– диффузные линии рентгенограмм.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Из наиболее крупной почки радиусом 5 см в центре гнезда отобрано выбуриванием 7 проб, расположенных по радиусу почки, и отколота восьмая проба с основания почки, на контакте ее с кальцитом (рис. 1).

Для определения возраста настурана использовался Xe_s-Xe_n -метод, предложенный и разработанный авторами работ [19–29].

После облучения крупинки оксидов из высверленных проб тепловыми нейтронами и последующей месячной выдержки А.П. Мешиком и О.В. Правдивцевой [13] проведено измерение изотопного состава ксенона, выделяющегося при ступенчатом отжиге по методу Ю.А. Шуколюкова и др. [19–29]. По полученным данным рассчитаны кажущиеся Xe_s-Xe_n -возрасты. В возрастных спектрах всех восьми проб можно выделить высокотемпературные плато, возрасты которых соответствуют времени закрытия U–Xe-изотопной системы (рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

От высверленных проб-микрокернов брались частицы настурана не только на изотопно-возрастной, но и на рентгеновские и другие анализы. В целом, результаты рентгенографического анализа соответствуют ожидаемым, но в связи с более тонкой, чем размеры проб, гетерогенностью попадают и более окисленные фазы (таблица).

Микропробы из высверленных кернов при интенсивной гетерогенности оксидных фаз не могут полностью отражать состав, возраст и другие параметры как отдельных зон, так и слагающих их

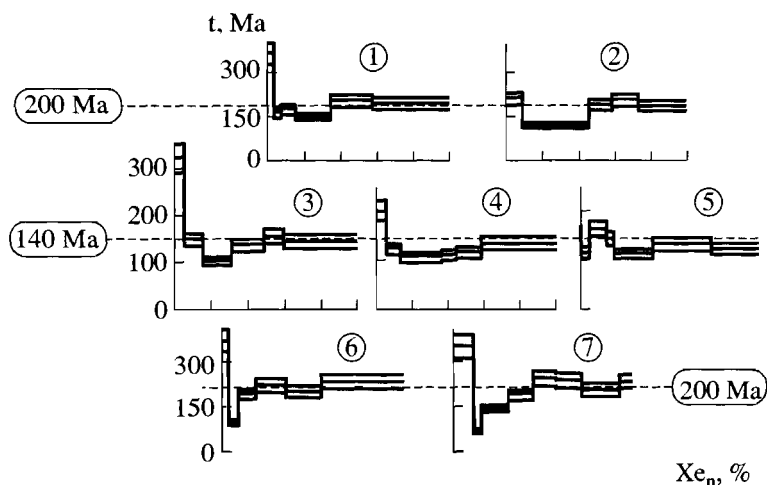


Рис. 2. Возрастные спектры He_3 - He_4 различных зон настурановой почки, вычисленные по плато возрасты составляют около 200 Ма для внешней (1, 2) и внутренней (6, 7) зон и около 140 Ма для проб средней зоны (3, 4, 5).

оксидов. Этим объясняется некоторое несоответствие между постоянством возраста в пределах зон и непостоянством значений параметров решетки оксидов.

Минералогические наблюдения позволяют снять часть такого рода вопросов, а знание общей последовательности процесса минералообразования позволяет использовать аналогии и нарисовать более полную, хотя и грубую, картину всего процесса гидротермального преобразования настурана.

Как предполагалось [13], возраст близкий 200 Ма соответствует возрасту доломитизации, а близкий 140 Ма – анкеритизации ураноносных жил. Изотопный возраст полностью доломитизированных жил Яхимова, включающих и анкерит – 220–200 Ма [30]. Весьма вероятен тектонический перерыв, так как перед отложением анкерита прошло вторичное приоткрывание жильных структур, и доломитовые жилы пересекаются анкеритовыми (рис. 3), существенно отличающимися по составу от доломитовых.

Известно также, что так называемая “пятиметальная” ассоциация U–Bi–Co–Ni–Ag-минералов имеют, судя по многочисленным определениям “изотопной” U–Pb-геохронологии настурана II на месторождениях Богемского массива, возраст 170–140 Ма [30]. На месторождении Шлема, по новым данным [31, 32], допускается, что “бурошпатовая” – tgu-формация формировалась в два этапа 190+/-4 и 120+/-4 Ма. По особенно тщательным измерениям U–Pb-изотопного возраста В.Н. Голубева и др. [12] (2000), максимальный возраст регенерации настурана на месторождении Шлема близок к 200 Ма.

Опубликованные в реферате [13] возрастные данные согласуются с новыми данными изотоп-

ной U–Pb-геохронологии. Вместе с тем остаются некоторые вопросы. Нет достаточно корректных статистических материалов по связи возрастов с параметрами кристаллических решеток варисских и киммерийских настуранов, поэтому не может быть всесторонне использован метод типоморфизма [33]. В связи с многоэтапностью и неоднократной реювенацией не могут использоваться известные закономерности влияния возрастного накопления радиогенного свинца на размеры ячеек кристаллических решеток оксидов урана.

Как бы то ни было, значительное повышение точности в изотопной геохронологии позволяет инструментально разделить с большой детальностью отдельные возрастные группы настурана. Наряду с этим повышение инструментальных возможностей и понимания природы настурана показывает, что причины возрастных различий неравноценны и заметно отличаются друг от друга. Поэтому кажется целесообразным разделить все разновозрастные группы настуранов на первичные или **ортогенерации** и метаморфизованные, более или менее одновозрастные группы – **метагенерации**. В урановых месторождениях Рудных гор известны по меньшей мере три ортогенерации – варисского поколения (I), одна – киммерийская (II) и несколько метагенераций киммерийского и альпийского поколения – продуктов разновозрастного преобразования варисских ортогенераций. В изученном примере мы видим две киммерийские метагенерации, образовавшиеся за счет гидротермального метаморфизма варисского настурана I: с возрастными 200 Ма и 140 Ма. Возрастные данные об альпийском поколении генераций (5–70 Ма) не позволяют оценить их достоверность [34], так как обычно они определяются по недостаточно сохранившемуся коффиниту или по коффинитизированному настурану.

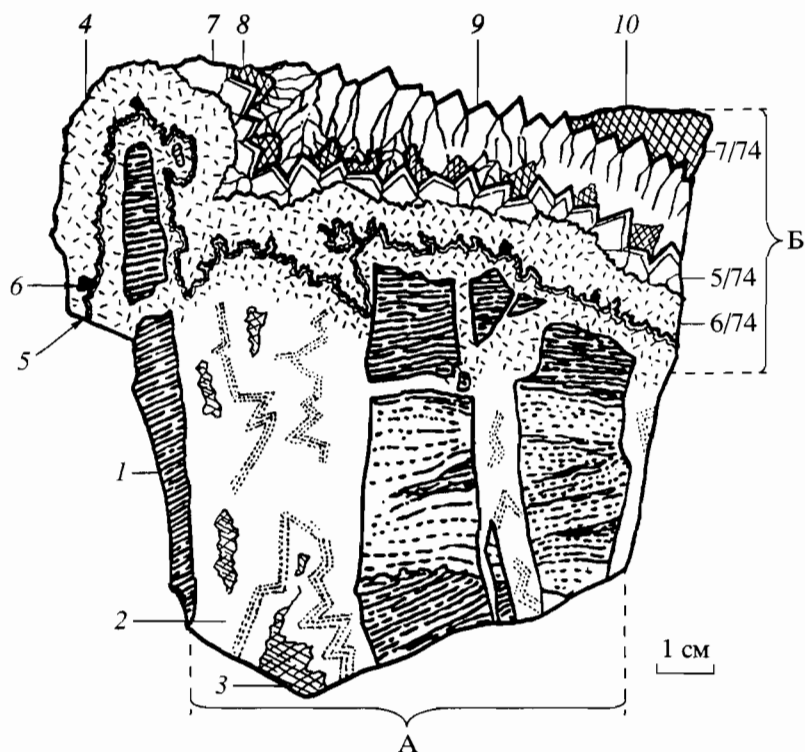


Рис. 3. Пересечение доломитизированной жилы кальцит-настурановой формации (А) анкерит-арсенидной жилы с поздним кварцем и кальцитом (Б): Месторождение Шлема-Альберода. Зарисовка полированного образца: 1 – окварцованный сланец; 2 – псевдоморфозы доломита по скаленоэдрическому кальциту (анализ 6/74); 3 – кальцит с зернами пирита; 4 – анкерит “ленточный” (хим. анализ 6/74); 5 – настуран II; 6 – микрогнезда скуттерудита, никелина, раммельсбергита; 7 – анкерит (анализ 5/74); 8 – кальцит; 9 – дымчатый кварц; 10 – кальцит розовый скорлуповатый (анализ 7/74). Хим. анализы в работах [4, 11].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследованная почка внешне “свежего” настурана, парагенетически (окружена скаленоэдрическим кальцитом) и по внешним типоморфным признакам (форма и размер) относимого к варисской ортогенерации настурана I, в результате Хе-Хе-изотопно-возрастных определений и минераграфических наблюдений определена как смешанное поколение, включающее две киммерийские метагенерации (230–200 и 140 Ма), преобразование которых разделено интервалом в 60–90 Ма.

2. Выбор возможных способов образования “изотопно-возрастной” зональности на месторождении Шлема-Альберода целиком зависит от того, какая генетическая оценка генераций и поколений настурана будет принята: является ли большинство изученных проб ортогенерациями, метагенерациями или “генерациями смешения” настурана. Количество данных для однозначной оценки этого вопроса слишком мало.

3. Использование системы разделения и учета масштаба разновозрастности минералов, определяемой различными изотопно-геохронологическими методами (орто- и метагенерации, поколе-

ния минералов и генераций), позволяют более полно охарактеризовать генезис месторождения, однако желательна ее “обкатка” на серии других примеров и месторождений.

Авторы признательны Ю.А. Шуколюкову (ГЕОХИ) и А.П. Мешику (LSP Wash. Univ.) за просмотр и критические замечания по первым вариантам рукописи статьи, Викт. Л. Барсукову (ГЕОХИ) и В.Н. Голубеву (ИГЕМ) за дискуссии по вопросам изотопной геохронологии урановых месторождений Рудных гор.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 96-05-66352 и 99-05-65666.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шуколюков Ю.А., Соколова Н.Т., Мешик А.П. и др. Возраст настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода (Рудные горы, Германия) // Известия Академии наук. Серия геологическая. 1992. № 1. С. 78–90.
2. Заварзин А.В., Коминек И., Малышев В.И. и др. Первичная зональность минерализации и ее связь со структурными элементами // Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М.: Атомиздат, 1970. С. 93–119.

3. *Pisha M.* Minerogeneze Pb–Zn-loziska v Bohutine u Pribrami // Sbornik geolog. Ved. 1966. LG. Sv. 7. 166 s.
4. *Дымков Ю.М.* Парагенезис минералов ураноносных жил // М.: Недра, 1985. 207 с.
5. *Ермолаев Н.П.* Анализ эндогенной минералогической зональности гидротермального месторождения урана // Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М.: Атомиздат, 1970. С. 181–205.
6. *Eikenberg J., Koppel V.* Application of U–Xe and U–Kr systems for dating U minerals: a key for interpreting discordant U–Pb ages // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 1995. V. 123. P. 209–223.
7. *Барсуков Виктор Л.* Кварцево-кальцито-настурановые жилы Рудных гор и место в них коффинита // Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Атомиздат, 1967. Вып. 2. С. 150–194.
8. *Барсуков Виктор Л., Малышев Б.И., Соколова Н.Т.* Баланс углекислоты в процессах образования Рудногорских кварц-кальцито-настурановых жил // Геология рудн. месторожд. 1991. № 4. С. 16–32.
9. *Наумов Г.Б.* Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 216 с.
10. *Наумов Г.Б., Моторина З.М., Наумов В.Б.* Условия образования карбонатов в жилах пятиметальной формации // Геохимия. 1971. № 8. С. 938–947.
11. *Dymkov Yu.M.* Dolomitization of calcite-pitchblende veins in Schlemma – Alberoda ore deposit, Aue, Germany // Geochemistry International (in print).
12. *Голубев В.Н., Кюне М., Потти Б.* Фазовый состав и U–Pb-изотопные системы настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геология рудн. месторожд. 2000. Т. 42. № 6. С. 513–525.
13. *Дымков Ю.М., Мешик А.П., Правдивцева О.В. и др.* Реконструкция особенностей пострудного метаморфизма настурановой почки из уранового месторождения Шлема-Альберода (Германия) ксенон-ксеноновым методом // XIV Симпозиум по геохимии изотопов (к 100-летию акад. А.П. Виноградова). Тезисы. Москва. РАН. 1995. С. 77–78.
14. *Григорьев Д.П., Жабин А.Г.* Онтогенез минералов (индивиды). М.: Наука, 1975. 339 с.
15. *Юшкин Н.П.* Теория и методы минералогии (избранные проблемы). Л.: Наука, 1977. 291 с.
16. *Дымков Ю. М.* Природа урановой смоляной руды. Вопросы генетической минералогии. М.: Атомиздат, 1973. 240 с.
17. *Дымков Ю.М., Дымкова Г.А., Павлов Е.Г.* Диффузионная текстура агрегатных псевдоморфоз по сферолитам настурана // Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М.: Атомиздат, 1977. С. 36–43.
18. *Дымков Ю.М., Егоров И.Н., Коршунова А.Г., Вампилов М.В.* Эндогенный метаморфизм сферолитов настурана из Mo–U месторождения // Геохимия. 1990. № 8. С. 1084–1095.
19. *Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш., Комаров А.Н.* Новый ксеноновый нейтронно-активационный метод определения возраста минералов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 249. № 4. С. 952–954.
20. *Schukolukov Yu.A., Kirsten T., Jessberger E.* The Xe–Xe Spectrum Technique: a new Dating Method // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. V. 24. № 2. P. 271–281.
21. *Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш., Комаров А.Н.* Нейтронно-индукционный ксеноновый метод определения возраста минералов // Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1975. С. 28–46.
22. *Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш., Йессбергер Э. и др.* Новые возможности использования спонтанного деления в геохронологии (Xe_S–Xe_N-метод) // В кн. Проблемы датирования докембрийских формаций. Л.: Наука, 1977. С. 94–136.
23. *Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш., Комаров А.Н.* Ядерно-индукционные методы современной геохронологии. Радиохимия. 1976. № 3. С. 440–464.
24. *Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш., Кирстен Т., Йессбергер Э.* Новый ксеноновый нейтронно-индукционный метод ядерной геохронологии // Геохимия. 1975. № 11. С. 1603–1614.
25. *Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш., Кирстен Т. и др.* О возможности датирования радиоактивных минералов криптоновым нейтронно-индукционным методом // Геохимия. 1976. № 4. С. 614–617.
26. *Шуколюков Ю.А., Капуста Я.С., Верховский А.Б.* Определение возраста радиоактивных минералов Алданского щита нейтронно-индукционным ксеноновым методом // 20 сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Иркутск, 1977. С. 87.
27. *Шуколюков Ю.А., Капуста Я.С., Ашкинадзе Г.Ш. и др.* Определение возраста цирконов ксеноновым нейтронно-индукционным методом // Геохимия. 1979. № 4. С. 572–585.
28. *Шуколюков Ю.А., Капуста Я.С., Верховский А.Б.* Определение возраста ортитов Алданского щита нейтронно-индукционным ксеноновым методом // Геохимия. 1979. № 7. С. 1075–1086.
29. *Shukolyukov Yu.A., Meshick A.P.* Application of xenon isotopes for dating pitchblendes // Chem. Geology (Isotope Geoscience Section). 1987. V. 66. P. 123–136.
30. Урановые месторождения Чехословакии // Ю.А. Арапов, В.Е. Бойцов, Г.А. Кремчуков, И.А. Миллованов и др. М.: Недра, 1984. 445 с.
31. *Forster B., Haak U.* U/Pb-Datierungen von Pechblendes und die hydrothermale Entwicklung der U-Lagerstätte Aue-Niederschlema (Erzgebirge) // Z. Geol. Wiss. 1995. Bd. 23 (5/6). S. 581–588.
32. *Forster B., Haak U.* Multistage evolution of the Aue-Niederschlema (Erzgebirge, Germany): Evidence from Pitchblende Dating // V.M. Goldschmidt Conference; Abstracts, 1996. V. 1. P. 173.
33. *Дымков Ю.М., Власов М.Б., Дымкова Г.А. и др.* Типоморфизм природных диоксидов урана // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1991. Вып. 37. С. 64–81.
34. *Павиуков В.В., Комлев Л.В., Андерсон Е.Б., Смыслова И.Г.* Поведение радиогенного свинца в некоторых урановых минералах // Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Недра, 1978. С. 84–95.