

УДК 550:553.2

НОВАЯ МОДЕЛЬ УНИКАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЯТИЭЛЕМЕНТНОЙ ФОРМАЦИИ ШЛЕМА-АЛЬБЕРОДА (ФРГ)

© 2019 г. **Г. Б. Наумов**¹, **Б. П. Власов**², **О. Ф. Миронова**^{3,*}

¹Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН
Россия, 125009, Москва, Моховая ул., 11, корп. 11

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Россия, 109017, Москва, Старомонетный пер., 35

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
Россия, 119991, Москва, пр. Косыгина, 19
*E-mail: olgamir18@mail.ru

Поступила в редакцию 05.02.2018 г.
Получена после доработки 02.10.2018 г.
Принята к публикации 04.04.2019 г.

Статья завершает серию работ по уникальному месторождению Шлема-Альберода. Детализируются данные по источникам жильных и рудных минералов, их связи с процессами регрессивного изменения пород зоны контактового метаморфизма. Показана взаимосвязь стадий минералообразования и их направленная сменяемость. Дана общая схема последовательности этапов формирования гидротермальных руд месторождения, ориентирующая на совместный анализ геологической и минералогическо-геохимической истории развития потенциально рудоносных провинций.

Ключевые слова: гидротермальные месторождения, регрессивный метаморфизм, стадии минерализации.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-777061658-66>

ВВЕДЕНИЕ

Синтетическое изучение объектов природы – ее естественных тел и ее самой, как “целое” – неизбежно открывает черты строения, упускаемые при аналитическом подходе к ним, и дает новое.

В.И. Вернадский, 1938

Месторождение Шлема-Альберода – одно из крупнейших урановых месторождений мира классического жильного типа (Власов и др., 1993), площадью 16 км² при вертикальном интервале развития промышленных урановых жил почти 2 км, где за 45 лет от начала разработки до погашения пройдены тысячи километров подземных горных выработок, пробурено более 300 скважин с отбором керна и проведены целенаправленные разноплановые геолого-геохимические исследования.

В наших предыдущих публикациях (Наумов и др., 2014, 2017) были рассмотрены многие спорные вопросы теории эндогенного минерало- и рудообразования. Было показано, что наиболее крупные разрывные нарушения являются не “рудоподводящими”, а разгружающими структурами, а вся гидротермальная система питается не из гипотетического “очага питания”, а из рассредоточенного порового флюида, возникшего при деги-

дратации и декарбонатизации пород в процессах контактового метаморфизма. Высокоплотный водно-углекислый флюид (давление 5–8 кбар) приобретает подвижность при смене пластических деформаций хрупкими и устремляется к зоне разгрузки за счет разности флюидного давления в этих областях (Наумов и др., 2014).

Период формирования промышленного уранового оруденения в разных участках месторождения охватывает 110 млн лет, причем в центральных частях пучков рудных жил концентрируются наиболее ранние руды, а к периферии все более молодые. Их формирование, занимающее значительный промежуток времени, происходит в результате саморазвития системы рудообразования (Наумов и др., 2017), в зоне контактового метаморфизма массива горских гранитов. В данной статье мы более подробно остановимся на вопросах источников вещества минеральных жил и стадийности минералообразования на месторождении.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ ЖИЛ

Зависимость состава минерального выполнения жил, в том числе и рудной минерализации, от состава вмещающих пород была подмечена на самых ранних этапах изучения жильных рудных место-

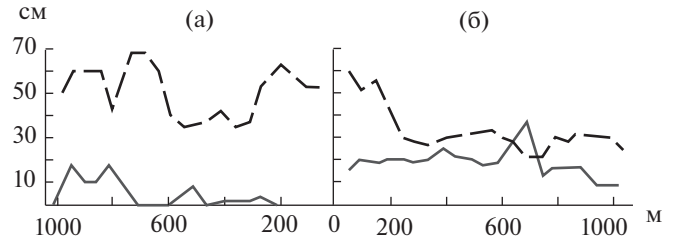
рождений. Первые наблюдения по этому поводу были изложены Агриколой (XVI в.), изучавшим месторождения Рудных гор. В ходе длительного спора плутонистов и нептунистов был накоплен огромный фактический материал, на базе которого представителями как той, так и другой концепции отмечено существенное влияние вмещающей среды на состав жильного выполнения, что нашло отражение в обобщающих работах немецкой геологической школы на рубеже XIX—XX вв. (Forchhammer, 1855; Muller Fl., 1901; Pietzsch K., 1962; Sandberger F., 1882—1885). Довольно детально указанная зависимость исследована на урановых месторождениях. В одной из сводных работ по гидротермальным урановым месторождениям показано, что минеральный состав урановых руд заметно изменяется также “в зависимости от состава вмещающих их пород” (Гидротермальные, 1978). “Наряду с этим хорошо известно, что минеральный состав жил далеко не всегда согласуется с составом вмещающих пород. Так, в книге В.И. Смирнова (1976) приведены достаточно четкие примеры жил, имеющих один и тот же состав при пересечении самых различных пород. Это противоречие обусловлено тем, что характер соотношения между составами жильной минерализации и вмещающих пород часто изучается вне связи с масштабами жил. На данном месторождении была сделана попытка подойти к этому вопросу на количественной основе, опираясь, главным образом, на измерения и подсчеты (табл. 1).

Наблюдения проводились по линиям, ориентированным перпендикулярно контактам жил (Матюшин и др., 1984). В пределах этих линий подсчитывалась суммарная мощность отдельно для кварца и карбонатов, фиксировался петрохимический тип вмещающих пород. Проведение таких подсчетов сильно облегчалось четкими кон-

Таблица 1. Соотношение кварца и карбонатов гидротермальных жил разной мощности в породах различного состава (%)

Масштаб жил	Количество наблюдений	Породы					
		основные*		кислые**		кислые с прослоями основных	
		кварц	карбонат	кварц	карбонат	кварц	карбонат
Крупные	400	10	90	36	64	32	68
Средние	185	14	86	61	39	—	—
Мелкие	80	11	89	77	23	—	—

Примечание. * — амфиболовые сланцы, амфиболиты, скарны; ** — кварц-слюдистые сланцы, гнейсы.

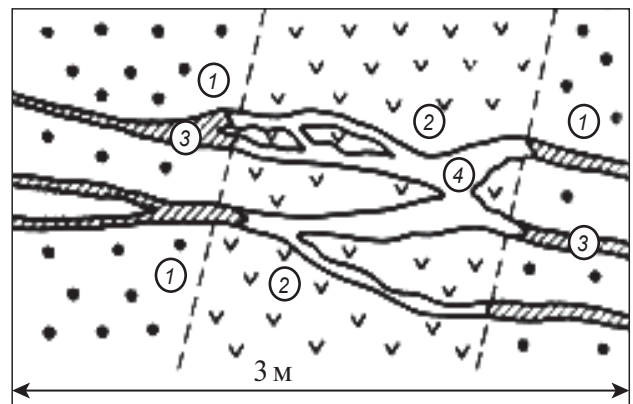


Фиг. 1. Средние мощности кварцевой (сплошная линия) и карбонатной (пунктир) составляющих в крупных жилах, пересекающих породы основного (а) и кислого (б) составов. По горизонтали указано расстояние от контакта пород, по вертикали — мощность соответствующей минерализации.

тактами жил и характерным для них зональным строением. Мощность каждой составляющей затем соотносилась с общей мощностью жил, и на основе этих данных рассчитывались средние значения мощностей в каждой выделенной группе. Было изучено 400 пересечений для крупных жил, 185 — для средних и 80 — для мелких. Результаты подсчетов приведены в таблице и на фиг. 1. Проверка надежности гипотезы различия средних по критерию Стьюдента показала ее достоверность при уровне значимости более 99%.

Полученный материал показывает зависимость минерального состава жильного выполнения как от состава вмещающей среды, так и от тектонической нарушенности вмещающих пород, характер которой существенно влияет на размеры перемещения заимствованных из вмещающих пород компонентов. Чем мельче жила, тем теснее связь жильного выполнения с вмещающей средой, и чем мощнее жила, тем на большее расстояние могут перемещаться компоненты, заимствованные из вмещающих пород.

Для мелких жил и прожилков типичной картиной является резкая смена монокарбонатной части на монокварцевую, происходящая на контакте основных и кислых пород (фиг. 2).



Фиг. 2. Распределение кварца и карбоната в мелких прожилках. 1 — кварц-слюдистые сланцы; 2 — амфиболовые сланцы; 3 — кварц; 4 — карбонат.



Фиг. 3. Результаты массового опробования вмещающих пород месторождения, вынесенные на профиль, перпендикулярный кровле гранита. V – коэффициент вариации $V = (\sigma/x_{cp}) \cdot 100\%$.

Что касается рудных компонентов, то в предыдущей статье (Наумов, 2017, фиг. 6, 7) было показано, что несмотря на значительные колебания в отдельных пробах, среднее содержание урана по каждой группе пород оказалось устойчиво более низким, чем за пределами месторождения (до 30%), в том числе и в породах (основного состава) с исходно низким содержанием урана. Однако это уменьшение очень неравномерно. В локальных пробах в пределах зон контактового метаморфизма наблюдается как понижение, так и повышение содержания урана по отношению к среднему фону за его пределами, что четко фиксируется в коэффициентах вариации (фиг. 3). Такие масштабные изменения, далеко выходящие за ореолы околожильных изменений, были названы субфоновыми ореолами (Гуревич, 1984).

Таким образом, все компоненты минерального выполнения жил (как жильные, так и рудные) имеют местное происхождение и не требуют их привноса из внешних источников.

СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

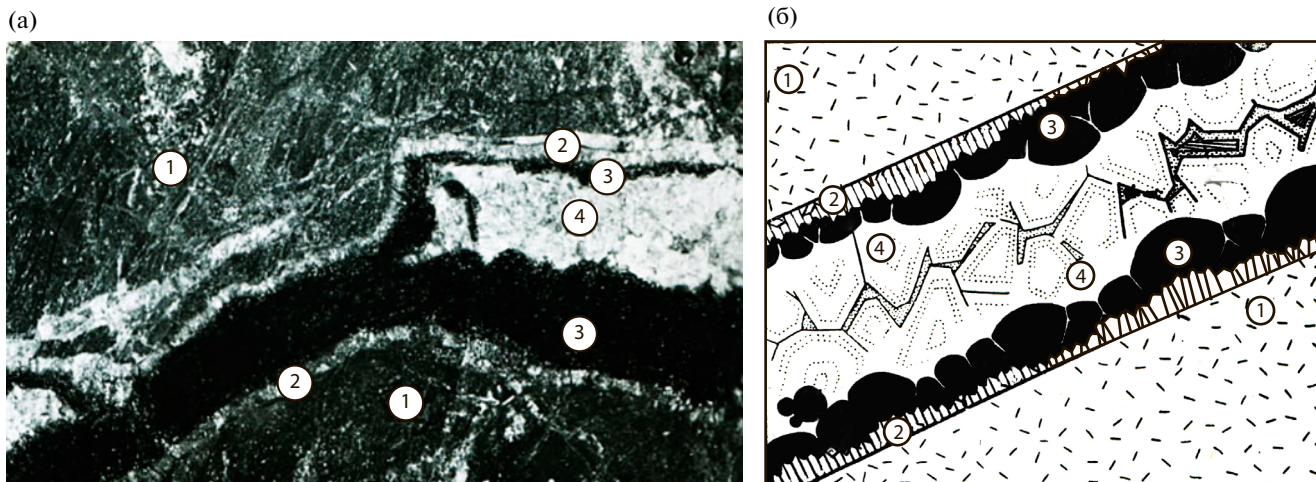
Все жилы, известные на месторождении Шлема, по преобладающему минеральному составу делятся на семь минеральных групп, каждая из которых объединяет устойчивую минеральную ассоциацию: кварцевую (q), кварц-сульфидную (kb), кварц-настуран-кальцитовую (kku), настуран-доломитовую (mgu), арсенидно-карбонатную (bisoni), серебряно-кальцитовую (ags) и кальцитовую (k) (Дымков, 1985; Лаверов и др., 2012). По многочисленным геолого-минералогическим наблюдениям (пересечения, замещения), они формировались именно в такой строгой последова-

тельности, которая отражает стадийность развития минерального выполнения жил. Массы жильных выполнений отдельных стадий и количества отдельных минералов внутри каждой стадии в разных жилах могут варьировать в широких пределах.

Заметим, что стадия в общеязыковом понимании – это определенная ступень в развитии чего-либо, имеющая свои качественные особенности, отражающая последовательность эволюционного развития, но не привязанная к определенному астрономическому времени. Аналогично в геологической литературе понятие “стадия” должно отражать лишь относительную последовательность, а не дискретные промежутки времени конкретного астрономического возраста. Как мы уже отмечали (Наумов и др., 2017), тезис “одинаковое – значит одновозрастное” неприменим к реальным геологическим ситуациям. Природные образования в разных участках месторождения могут возникать не одновременно, поскольку единая система формирования месторождения состоит из разных подсистем, развитие которых происходит не синхронно, а зависит и от тектонического развития локальных участков, и от местных процессов взаимодействия раствор–порода.

Ранние кварцевые, кварц-вольфрамитовые, кварц-шеелитовые, кварц-турмалиновые жилы (q) локализируются в трещинах всех направлений преимущественно вблизи гранитов и быстро выклиниваются с удалением от них. Кварц-сульфидные жилы (kb), сложенные кварцем, содержащим переменные количества пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, теннантита, тетраэдрита, развиты, главным образом, в сланцах ордовика.

Наибольшее распространение в пространстве месторождения получили кварц-настуран-кальци-



Фиг. 4. Строение кварц-настуран-кальцитовых (kku) жил. а – фотография жилы, б – схематический рисунок. 1 – порода, 2 – гребенчатый кварц, 3 – настуран, 4 – кальцит.

товые (kku) и настуран-доломитовые (mgu) жилы. Между ними нет четкого разрыва ни во времени, ни в пространстве, доломит обычно замещает более ранний скаленоэдрический кальцит. Собственные отложения доломита, названные на месторождении “гельдоломит”, встречаются достаточно редко.

Промышленное значение имели только стадии kku, mgu, и частично biconi, несущие урановую минерализацию, что позволяло получать по ним качественные статистические данные. К этому можно добавить, что жилы с промышленным содержанием Se встречались только вблизи прослоев углеродистых сланцев (ks).

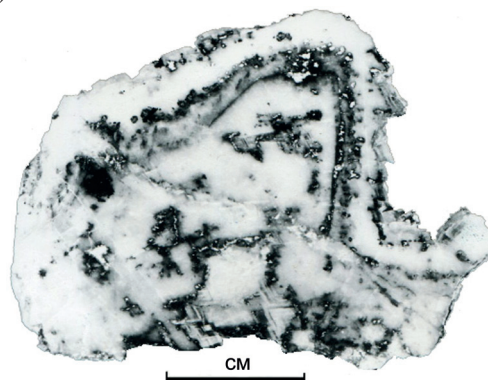
Строение жил kku часто имеет крустификационное строение, указывающее на отложение вещества в открытом пространстве (фиг. 4). В зальбандах жил оторочки из гребенчатого кварца мощностью 0–5 мм. Частота встречаемости гребенчатого кварца составляет около 50%. Затем следуют сферолиты настурана, а центр выполняется скаленоэдрами кальцита. Прожилки могут быть и асимметричны.

Доломит, повсеместно замещающий кальцит, обычно сохраняет морфологию замещаемого кальцита (фиг. 5). При этом в кристаллах появляются пустоты, поскольку молекулярный объем доломита меньше, чем кальцита. Пустоты выполняются гематитом, мелкими сульфидами, сульфосолями, мышьяком и другими минералами. Настуран-доломитовые жилы по распространенности преобладают среди других типов жил. На средних горизонтах в участках, где урановорудные жилы доломитового состава контактируют с кремнисто-углистыми породами в промышленных количествах, встречались селениды, образующие мелкую вкрапленность в доломите, часто вокруг мелких сферолитов регенерированного настурана. Наблюдаются структуры совместного роста селенидов, настурана, карбона-

та, что позволяет считать парагенной ассоциацию этих минералов.

Арсенидно-карбонатные (biconi) ассоциации образуют как самостоятельные жилы и прожилки, так и телескопируют более ранние жилы, в том числе и урановые. Наибольшее развитие они получили в соседнем месторождении Шнееберг, расположенном по другую сторону массива Ауэ. Серебряно-кальцитовые (ags) жилы развиты незначительно и разрабатывались только попутно с настуран-карбонатными. Кальцитовые (k) прожилки развиты не только в пределах месторождения, но и на его флангах. В большинстве случаев это мономинеральные скопления с мелкими включениями сульфидов. Не исключено, что в эту группу попадают разновозрастные образования.

90% запасов урана в жилах сконцентрировано в породах так называемой “продуктивной” пачки, сложенной переслаивающимися породами основного (амфиболовые сланцы, амфиболиты) и кислого (кварц-сланцевые, углисто-кремнистые сланцы) состава.



Фиг. 5. Скаленоэдр кальцита, замещенный доломитом (в разрезе). Темное – пустоты, выполненные гематитом, сульфидами, сульфосолями, мышьяком и др.

РЕГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (МЕТАСОМАТОЗ) ПОРОД И ЖИЛЬНОЕ ВЫПОЛНЕНИЕ

Понятия метаморфизм и метасоматоз взаимосвязаны. Граница между этими процессами часто зависит от масштаба рассмотрения. Если изменение в крупном массиве пород может оставаться изохимическим, то в отдельных его частях может идти перераспределение химических элементов. Именно с этим мы сталкиваемся при регрессивном метаморфизме пород и расположенных внутри них жильных образований.

При сложившемся разделении науки на отдельные дисциплины минералогия жильного выполнения и процессы, происходящие во вмещающих породах, обычно находятся в сфере внимания разных специалистов. Более того, в большинстве случаев основное внимание петрографов сосредотачивается на изучении изменений, происходящих в ближайшем пространстве в несколько первых метров от жил.

В то же время процессы гидротермального рудообразования обычно происходят на фоне понижения температуры во всем пространстве месторождения на несколько сотен градусов (регрессивный метаморфизм). При этом вмещающая среда не остается пассивной. В ней происходят многочисленные направленные ретроградные изменения: амфибол → хлорит, биотит → хлорит + магнетит, диопсид → тремолит, плагиоклаз → альбит + эпидот, форстерит → серпентин и т. д. Только в отсутствие воды метаморфические породы, образовавшиеся в ходе прогрессивного метаморфизма, при процессах диафореза почти не претерпевают минеральных изменений.

На месторождении Шлема во флюидных включениях ранних метаморфогенных кварцев зон контактового метаморфизма зафиксированы высокие флюидные давления, достигающие 5–7 кбар (Наумов, Миронова, 2009). Это следы раннего высокоплотного водно-углекислого флюида, возникшего в результате дегидратации пород в процессе прогрессивного контактового метаморфизма (Соколова, Ачеев, 1972) и законсервированного в пространстве месторождения. К сожалению, более детальных попыток разобраться в изменениях, связанных с прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, на данном месторождении не проводилось. Тем не менее, регрессивные изменения во вмещающих породах на Шлеме явно существовали. Лучшее всего перераспределение урана во вмещающих породах видно на примере распределения урана, для которого имеется надежная и представительная статистика.

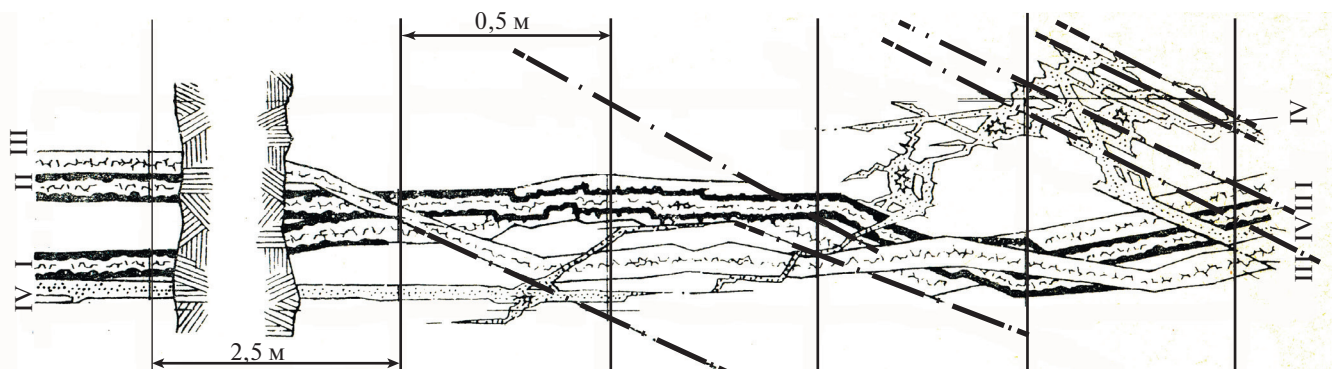
Из фиг. 3 видно, что на фоне понижения среднего содержания урана в породах зон контактового метаморфизма в отдельных пробах наблюдается

повышение его значений. Идет перераспределение и изменение форм нахождения U во вмещающих породах. Количественно эта картина хорошо описывается коэффициентом вариации (V). Еще лучше это видно на детальном разрезе, приведенном в предыдущей работе (Наумов и др., 2017, фиг. 5), где коэффициент концентрации в отдельных пробах колеблется от –0.3 до +8 и даже выше.

Перераспределение форм нахождения урана в породах могло начаться еще в процессе прогрессивного метаморфизма. Исходные породы кислого состава могли иметь фоновые его содержания, соответствующие кларку содержания. Удаление из них углекислоты в ходе прогрессивных контактовых изменений меняет их средний химический состав, делая его более основным, для которого среднее кларковое содержание урана ниже. Избыточные количества могут перейти в не связанную с породообразующими минералами потенциально подвижную форму, которая придет в движение значительно позже в период формирования жил кку. Механизмы миграции U могут быть на разных участках различны. Это и фильтрация, в том числе микрофильтрация, и диффузия (Коржинский, 1993), реальность которой уже доказана экспериментально (Зарайский, 2007). Роль фильтрации и диффузии должна существенно возрастать в условиях сейсмической активности, типичной для периодов формирования жил (Наумов, 1990, 2017₂). Напомним, что еще академик М.А. Садовский подчеркивал: “вибрирование, существенно меняя свойства самой вмещающей среды (горной породы) и свойства флюидов и газов, ее наполняющих, может стать инструментом управления тепломасопереносом” (Садовский, 1985).

Формирование кку-жил начинается с возникновения пустот, на стенках которых нарастает гребенчатый кварц. Вначале на стенках полостей образуются мелкие, разобщенные между собой кристаллики кварца. В ходе последующего роста, в результате геометрического отбора образуются параллельно-шестоватые агрегаты (1 типа, по Д.П. Григорьеву). Материал поступает путем диффузии из ближнего породного окружения за счет разности давлений на твердую и флюидную фазы. Затем в полости устремляется уран, находящийся в подвижном состоянии. Оставшиеся полости заполняет кальцит, кальций для которого поставляют изменяющиеся минералы пород, например, раскисленный плагиоклаз, что весьма характерно для регрессивных изменений (Погудина, 1987; и др.).

По мере дальнейшего изменения пород освобождается все больше магния, который и вызывает доломитизацию кальцита, столь характерную для большинства ураноносных жил. Освободившееся железо приводит к отложению гематита (доломит почти всегда окрашен в розоватые цвета), а затем и отложению железистых карбонатов.



Фиг. 6. Взаимные пересечения четырех кку-жил. Римскими цифрами обозначены разновозрастные жилы одной стадии в порядке их образования. Зарисовка кровли, гор. 990 (По Барсукову Викт. Л. и др., 1991).

Удаление Са, Mg, Fe из пород основного состава делает их более кислыми, в результате чего кларковые содержания Co, Ni, которые могли быть в исходных породах нормальными, становятся избыточными, освобождаются из породообразующих минералов (Наумов, Цимбал, 1988) и переходят в свободное (подвижное) состояние. Вот почему жилы стадии (biconi) следуют непосредственно за стадией (mgu). Между их формированием могут происходить тектонические подвижки, приводящие к взаимному пересечению жил разных стадий, но аналогичные пересечения повсеместно наблюдаются и для ассоциаций одной стадии (Барсуков и др., 1991), (фиг. 6). Не менее распространены и метасоматические наложения более поздних ассоциаций без промежуточного дробления (Дымков, 1985; Дымков, Соколова, 2003).

Таким образом, совместное рассмотрение регрессивного метаморфизма и формирования минеральных жил показывает, что стадийность жильного минералообразования – это не столько время, сколько определенная последовательность эволюционного развития единой природной системы. Минеральное выполнение в конкретных геологических участках зависит не от инъекций специализированных растворов, сформированных в “глубинных очагах”, а от предшествовавшей истории геологического развития данного участка и накопленных здесь потенциальных запасов тех или иных элементов и форм их нахождения.

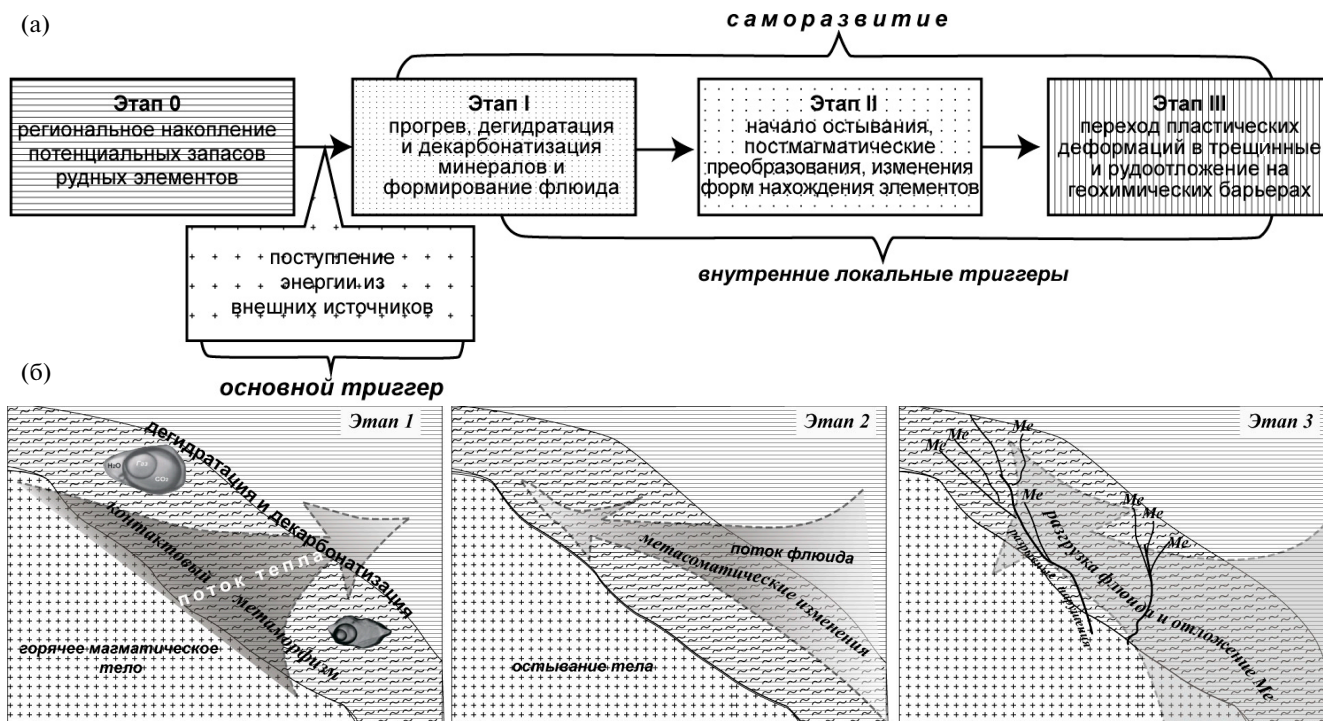
Естественно, что для крупных, сложно построенных месторождений, изменение физико-химических условий (T , P) происходит не синхронно во всех отдельных участках, что и приводит к неодновременному развитию всех тектонических подвижек и отложению одноименных стадий в разных точках этого пространства. С этих позиций интервал формирования уранового оруденения в 150 млн лет (от карбона до мела), полученный Шуколюковым (Шуколюков и др., 1992), становится совершенно естественным. Напомним, что в кайнозой здесь уже был платформенный режим.

Подобные результаты не единичны. На урановом месторождении Пршибрам (Чехия) интервал минералообразования от 280 до 50 млн лет, причем минералы ранних ассоциаций приурочены к срединным частям пучков жил, в то время как более поздние – к их флангам (Заварзин и др., 1970). По данным М. Пиша (Pisha, 1966), на полиметаллическом месторождении Пршибрам внутренние линзы выполнены ранними минералами, внешние – более поздними. Схожая зональность отмечена Н.П. Ермолаевым для месторождения Цобес (Ермолаев, 1970). Постмагматическая “низкоградная” минерализация месторождений Норильского рудного поля (Спиридонов, Гриценко, 2009) формировалась в течение, по крайней мере, 110 млн лет (Спиридонов и др., 2010).

ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ЖИЛ В ОБЩЕЙ ЛИНЕЙКЕ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Длительный и сложный процесс последовательной стадийной смены минеральных жил не начинается с нуля, а наследует особенности предшествующего геолого-геохимического развития конкретных территорий (Рундквист, 1983). Процесс формирования рудных провинций (Тугаринов, 1963) может намного опережать само рудообразование, долгое время находясь в латентном состоянии (Наумов и др., 1983), пока естественный триггер (Наумов, 2015) не запустит процесс саморазвития. Основным триггером (Наумов, 2015; Наумов, Миронова, 2017), запускающим всю систему формирования месторождения Шлема, явилось внедрение гранитного массива, внесшего в сложившуюся геологическую систему мощный энергетический импульс, запустивший все дальнейшие процессы саморазвития. Схематически весь этот комплекс рудоподготовительных и рудоконцентрирующих явлений, с учетом материалов предыдущих статей, изображен на фиг. 7.

Собственно, процесс рудообразования здесь сконцентрирован в зоне контактового метамор-



Фиг. 7. Схема последовательности этапов формирования гидротермального рудообразования месторождения Шлема-Альберода (а) и их макеты (б).

физма гранитного массива Ауэ. На **этапе I** в результате прогрева пород, вмещающих граниты в ходе прогрессивного метаморфизма, происходит их дегидратация, декарбонатизация и формирование высокоплотного водно-углекислого флюида. Перегруппировка породообразующих минералов приводит к освобождению некоторых примесных элементов и их переходу в потенциально подвижную форму (Наумов, Цимбал, 1988).

Этап II – регрессивный метаморфизм, медленное остывание и постмагматические преобразования пород (раскисление плагиоклазов, серицитизация, карбонатизация, хлоритизация и т. д.) вновь приводят к изменению форм нахождения рудных элементов, переходу из инертного в подвижное состояние.

Дальнейшее снижение температуры (**этап III**) приводит к уменьшению возможных остаточных деформаций и переходу пород из пластических к хрупким состояниям (Гончаров и др., 2005). Релаксация остаточных напряжений вызывает появление разрывных нарушений (Пономарев, 2008).

Совместное рассмотрение процессов выполнения минеральных жил и ретроградного изменения вмещающих пород позволяет сместить акценты анализа источников жильного и рудного вещества. Не “откуда взять” рудные компоненты, а “куда сбросить” излишние элементы, появившиеся в результате регрессивных метасоматических изменений.

Рассмотренные выше стадии минералообразования, источники и механизмы формирования

жильных тел и сопутствующие преобразования на этой схеме сконцентрированы в третьем этапе, который завершает геологическую историю формирования месторождения. Но история начинается задолго до этого формирования.

Следуя этой схеме, геологические исследования, направленные на поиски эндогенных месторождений полезных ископаемых, следует сосредоточивать не на поиске возможных “глубинных источников” рудного вещества, а на геолого-геохимическом анализе истории развития изучаемых территорий. Такой анализ показан на примере месторождения Кёнигштайн (Германия), где рассмотрена историческая взаимосвязь геологических процессов от нижнего палеозоя до современности (Наумов, 2017₁).

ВЫВОДЫ

Комплексное геолого-геохимическое изучение жильных образований и вмещающих их пород месторождения с учетом их метасоматических преобразований, массовые термобаро-геохимические и изотопно-геохронологические измерения с маркшейдерской привязкой образцов, статистическая обработка получаемых данных с учетом их пространственного и возрастного положения в объеме месторождения позволили установить, что:

1) все компоненты минерального выполнения жил (как жильные, так и рудные) имеют местное происхождение и не требуют их приноса из внеш-

них источников. Метасоматические изменения, сопровождающие прогрессивный и регрессивный метаморфизм пространства месторождения, меняют формы нахождения элементов, переводя их из инертных в потенциально подвижные, которые и мигрируют при изменении термобарических обстановок;

2) последовательность отдельных стадий минералообразования определяется не инъекцией специализированных растворов из внешних глубинных источников, недоступных нашему непосредственному изучению, а эволюционными преобразованиями всей геологической системы пространства месторождения и его ближайшего окружения. Само деление сложного и длительного процесса на стадии является инструментом, облегчающим его анализ. В значительной мере оно условно и по своей сути аналогично такому делению в биологических и других естественных науках.

3) эволюционные геохимические преобразования, происходящие на фоне тектонической активности, приводят как к широкому развитию метасоматических замещений жильного вещества, так и к неоднократным пересечениям жил одной и той же стадии. Эти два процесса, обычно наиболее хорошо наблюдаемые в крустификационных жилах, не могут являться объективным критерием стадийного деления, поскольку могут развиваться одновременно с преобладанием одного из них в одних местах пространства месторождения, другого в других;

4) минералы одной и той же стадии в разных точках пространства месторождения формируются не одновременно, а в зависимости от изменения физико-химических параметров данного участка. Уже простое нагревание и охлаждение пространства в результате внедрения магматических тел приводит к различию температур на разных расстояниях от теплового источника. Чем крупнее источник тепла, тем большие отрезки времени занимают и нагрев, и охлаждение. Еще контрастнее барические изменения, связанные с тектоническими подвижками. Да и метасоматические изменения в разных точках пространства происходят не синхронно;

5) все предыдущие пункты выводов позволяют заключить, что тезис “одинаковое, значит одно-возрастное” оказался неприменим. Несколько точек возрастных измерений, равно как и других количественных данных, не могут автоматически распространяться на весь изучаемый объект. Геохимические данные, как и геологические, и минералогические, требуют картирования;

6) сравнение особенностей геологического развития данного объекта с другими месторождениями богемского массива показывает, что полученные закономерности могут быть характерны и для других месторождений региона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят акад. Н.С. Бортникова за ценные замечания и пожелания, учтенные ими в окончательной редакции статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков Викт. Л., Малышев Б.И., Соколова Н.Т.* Балланс углекислоты в процессе образования рудногорских кварц-кальцит-настурановых жил // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 16–31.
- Власов Б.П., Матюшин Л.В., Наумов Г.Б.* Жильное урановое месторождение Шлема-Альберода (Рудн. горы) // Геология руд. месторождений. 1993. № 3. С. 205–221.
- Гидротермальные месторождения урана. М.: Недра, 1978. С. 319.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 496 с.
- Гуревич ВЛ., Канцель А.В.* Субфоновые ореолы гидротермальных урановых месторождений // Геология руд. месторождений. 1984. № 4. С. 65–71.
- Дымков Ю.М.* Парагенезис минералов ураноносных жил. М.: Недра, 1985. 207 с.
- Дымков Ю. М., Соколова Н. Т.* Парагенезис и ксенон-ксеноновый возраст гидротермального метаморфизма сферолитов настурана из месторождения Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геохимия. 2003. № 5. С. 522–528.
- Ермолаев Н.П.* Анализ эндогенной минералогической зональности гидротермального месторождения урана // Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М.: Атомиздат, 1970. С. 181–205.
- 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.
- Зарайский Г.П.* Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 136 с
- Коржинский Д.С.* Основы метасоматизма и метамагматизма. Избранные труды. М.: Наука, 1993. 239 с.
- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П. и др.* Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. С. 146–149.
- Матюшин Л.В., Малышев Б.И., Наумов Г.Б., Соколова Н.Т.* Зависимость минерального состава выполнения жил от их масштаба и состава вмещающей среды // Геология руд. месторождений. 1984. № 1. С. 61–65.
- Наумов Г.Б.* Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования // Основные проблемы рудообразования. М.: Наука, 1990. С. 167 – 183.
- Наумов Г.Б.* Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2015. С. 164–173.
- Наумов Г.Б.* Взаимодействие экзогенных и эндогенных факторов уранового рудообразования. ВИМС: Сборник КНТС по урану, № 160. 2017₁. С. 89–94.
- Наумов Г.Б.* Пути и механизмы миграции вещества в гидротермальном процессе // Минералогический журнал. 2017₂. 39. № 2. С. 75–91.

Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Гидротермальные флюиды: термобарические параметры и их роль в процессах рудообразования // Записки РМО. 2009. № 3. С. 56–69.

Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Миграция рудных элементов в гидротермальном процессе в свете новых методических подходов и эмпирических данных // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты. Сборник материалов Всероссийской конференции, посвященной 120-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина. М.: ИГЕМ РАН, 2017.

Наумов Г.Б., Цимбал Л.Ф. Метаморфогенные источники рудного вещества // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Киев: Наукова думка, 1988. С. 34–44.

Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина З.М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эндогенного рудообразования. // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука СО, 1983. Т. 1. С. 34–42.

Наумов Г.Б., Власов Б.П., Миронова О.Ф. К вопросу о движении гидротермальных растворов (на примере жильного месторождения Шлема-Альберода) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 5. С. 387–398.

Наумов Г.Б., Власов Б.П., Голубев В.Н., Миронова О.Ф. Урановое пятиметальное месторождение Шлема-Альберода (ФРГ): пример саморазвивающейся гидротермальной системы // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 1. С. 3–16.

Погудина М.А. Деанортизация плагиоклаза в процессе гидротермального изменения пород // Геохимия. 1987. № 1. С. 76–86.

Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 378 с.

Рундквист Д.В. Общие принципы построения геологических моделей рудных формаций // Генетические

модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. С. 14–26.

Садовский М.А. Голос земли // Химия и жизнь. 1985. № 1.

Смирнов В.И. Гидротермальные месторождения // Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976, С. 224–346.

Соколова Н.Т., Ачеев Б.Н. Причины локализации уранового оруденения в зонах контактового метаморфизма гранитоидов // Геохимия. 1972. № 12. С. 1582–1596.

Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в норильском рудном поле. М., Научный мир, 2009. 218 с.

Спиридонов Э.М., Голубев В.Н., Гриценко Ю.Д. Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллов палладия норильских сульфидных руд // Геохимия. 2010. № 8. С. 1–10.

Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 153–177.

Шуколюков Ю.А., Соколова Н.Т., Мешик А.П. и др. Возраст настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода (Рудные горы, Германия) // Изв. АН. СССР. Серия геологическая. 1992. № 1. С. 78–90.

Forchhammer J.G. Über den Einfluss des Kochsalzes auf die Bildung der Mineralien. Ann. Phys. Chem. 1855. V. 95. S. 60–96.

Muller F.I. Die Erzgänge Freiburger Bergrevires. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen. Leipzig, 1901. S. 350.

Pietzsch K. Geologie von Sachsen. Verlag Wiss. 1962. S. 870.

Piša M. Minerogeneze Pb-Zn-ložiska v Bohutine u Příbram // Sborník geolog. Ved. 1966. LG. Sv. 7. 166 s

Sandberger F. Untersuchungen über Erzgänge. H. 1–2. Wiesbaden. 1882–1885. S. 431.

A New Model of a Unique Schlema-Alberoda Five-Element Deposit, Federal Republic of Germany

G. B. Naumov¹, B. P. Vlasov², O. F. Mironova³

¹Vernadsky State Geological Museum, Russian Academy of Sciences, Mokhovaya St. 11, bldg. 11, Moscow, 125009, Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny 35, Moscow, 119017, Russia

³Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, 19, Kosygin street, Moscow, 119991, Russia
E-mail: olgamir18@mail.ru

This article concludes a series of works detailed the data on the Schlema-Alberoda unique deposit in order of sources of ore and gangue minerals, their association with retrograde metamorphism of rocks from the contact metamorphism zone. The relationship of stages of mineral formation is presents, as well as, their directed replacement. A general scheme of formation stages of hydrothermal ores is given, which results the joint analysis of geological and geochemical evolution of potentially ore-bearing provinces.

Keywords: hydrothermal deposits, retrograde metamorphism, stages of mineralization, forming model.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-777061658-66>