

УДК 550.42

ПРОЦЕССЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЖИЛЬНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Михаил Васильевич Борисов¹✉, Дмитрий Алексеевич Бычков²,
Юрий Всеволодович Шваров³, Татьяна Николаевна Лубкова⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; borisov@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; krok@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yuri_shvarov@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanya_lubkova@mail.ru

Аннотация. Для Джимидонского жильного полиметаллического месторождения (Северная Осетия, Россия), сформированного в среднеюрское время, по характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в жилах и породах установлено, что источники РЗЭ и рудных компонентов представляли собой комбинацию различных по составу вмещающих пород (PR_3 – PZ_1 , PZ_3) и сменялись во времени. Геохимические данные послужили основой для разработки новых методик равновесно-динамического моделирования и оценки влияния смены во времени и пространстве флюидных потоков из разных источников на процессы рудообразования.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, источники рудного вещества, полиметаллические жильные месторождения, равновесно-динамическое моделирование

Для цитирования: Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В., Лубкова Т.Н. Процессы гидротермального жильного свинцово-цинкового рудообразования: геохимические данные и термодинамические модели // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 3. С. 26–36.

PROCESSES OF HYDROTHERMAL VEIN LEAD-ZINC ORE FORMATION: GEOCHEMICAL DATA AND THERMODYNAMIC MODELS

Mikhail V. Borisov¹✉, Dmitry A. Bychkov², Yury V. Shvarov³, Tatiana N. Lubkova⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; borisov@geol.msu.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; krok@geol.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yuri_shvarov@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tanya_lubkova@mail.ru

Abstract. For the Dzhimidonsky vein polymetallic deposit (North Ossetia, Russia), formed in the Middle Jurassic time, it was established by the nature of the distribution of rare-earth elements in the veins and rocks that the sources of REE and ore components were a combination of host rocks of different composition (PR_3 – PZ_1 , PZ_3) and were replaced in time. Geochemical data served as the basis for the development of new methods of equilibrium-dynamic modeling and assessment of the influence of the change in time and space of fluid flows from different sources on the processes of ore formation.

Keywords: REE, sources of ore component, polymetallic vein deposits, equilibrium-dynamic modeling

For citation: Borisov M.V., Bychkov D.A., Shvarov Yu.V., Lubkova T.N. Processes of hydrothermal vein lead-zinc ore formation: geochemical data and thermodynamic models. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 3: 26–36 (In Russ.).

Введение. Цель работы — разработка новых методических подходов для реконструкции условий жильного гидротермального рудообразования. В главную задачу исследований входило установление источников компонентов флюидов, которые формируют месторождения. Породы, вмещающие жильные тела многих типов гидротермальных объектов, могут быть основным источником рудных компонентов [Тугаринов и др., 1975; Барсуков, Борисов, 1988; Борисов, 2000; Borisov, 2003; Чернышев

и др., 2011; Чугаев и др., 2017; Чугаев, Знаменский, 2018]. Изучение закономерностей распределения рудных, сопутствующих и редкоземельных элементов (РЗЭ) в жилах, околожильных и вмещающих породах позволяет определить источники вещества и их эволюцию в процессе рудообразования [Борисов и др., 2016]. Геохимические данные необходимы для создания обобщенной генетической модели формирования месторождения, которая позволяет разработать обоснованную термодинамическую модель

процессов рудообразования, включающую области мобилизации и рудоотложения. Эталонными объектами в наших исследованиях послужили жильные полиметаллические месторождения Садонского рудного района (Северная Осетия), для которых накоплена представительная база данных (более 2000 проб, сотни образцов, шлифов и аншлифов).

Рудообразование на месторождениях района происходило в предкелловейское время (J_2) [Некрасов, 1980], а вероятным источником рудных компонентов были граниты (PZ_3), которые вмещают основную часть рудных жил наиболее продуктивных месторождений (Садон, Архон, Згид и др.). Такой вывод сделан на основании данных о изотопном составе свинца в галенитах руд и в калиевых полевых шпатах вмещающих пород района [Тугаринов и др., 1975]. Дополнительное подтверждение получено нами при исследовании закономерностей распределения рудных элементов в первичных ореолах, а также по результатам термодинамического моделирования процессов рудообразования. При моделировании именно граниты рассматривались как основной рудогенерирующий субстрат.

Для рассматриваемых месторождений нами предложена генетическая модель гидротермальной системы [Борисов, 2000; Борисов и др., 2006]. Основные ее положения сводятся к следующему. В пределах Садоно-Унальского глубинного сброса, ограничивающего с юга область распространения месторождений, в дорудное время происходила циркуляция минерализованных углекисло-хлоридных вод. Внедрение в средней юре (J_2) даек и штоков субвулканических и гипабиссальных пород (диориты, гранит-порфиры и др.) и интенсивные тектонические подвижки инициировали гидротермальный процесс: интрузивы создали необходимый источник тепла, закладывались рудоконтролирующие трещины, образовались зоны механических деформаций пород. Нагретые растворы из глубинного сброса фильтровались через зоны дробления в палеозойских гранитах и вступали в реакцию с ними. Формировались области мобилизации различных компонентов из вмещающих пород (Zn, Pb, Cu, Fe, S(II) и др.). Рудоносные растворы из областей мобилизации двигались вверх по рудоконтролирующим трещинам. Постепенное охлаждение растворов (за счет обмена теплом с вмещающими породами и потери тепла при локальной гетерогенизации) приводило к формированию полиметаллических жил выполнения и околожильных ореолов. Такая геологическая модель послужила основой для термодинамического моделирования процессов жильного гидротермального рудообразования [Борисов, 2000; Борисов и др., 2006].

В статье представлены новые данные о закономерностях распределения РЗЭ в жилах Джимидонского месторождения (далее Джими), которые стали основой для развития методик термодинамического моделирования. К уникальным особенностям Джи-

ми относится то, что основная рудовмещающая среда сложена метаморфическими породами буронской свиты (PR_3-PZ_1). Мощный блок докембрийских пород надвинут на палеозойские граниты и контактирует с ними по серии пологих тектонических нарушений. В последние годы на месторождении проводилась дополнительная разведка, были заложены новые штольни (№ 47 и 49), а вскрытые рудные тела стали во многих случаях доступны. Наши предшествующие данные о РЗЭ в рудных жилах Джими [Борисов и др., 2011, 2016, 2018; Borisov et al., 2019] показали, что источником рудных компонентов могут быть как граниты (PZ_3), так и метаморфические породы (PR_3-PZ_1). Установлено, что источник (или источники) рудного вещества был комбинированным и включал породы субстрата в разных пропорциях, а их соотношение можно установить по специфическим характеристикам спектров РЗЭ в рудных жилах. Однако в указанных выше работах исследованы отдельные пробы из 12 детальных разрезов по рудным телам месторождения Джими, а в этой статье представлены данные о двух полных сечениях, что позволило получить новую информацию об эволюции процессов рудообразования.

Материалы и методы исследований. Месторождение Джими расположено в восточной части Садоно-Унальского рудного поля и включает в себя три рудные зоны северо-восточного простирания (Восточно-Джимидонская, Цагарсар и Бозанг). Рудные зоны месторождения вскрыты серией штолен: № 8 (абсолютная высота 1760 м), № 3 (1680 м), № 47 (1640 м), № 45 (1560 м), № 49 (1520 м) и № 44 (1230 м). Штольни № 8, 45 и 44 недоступны уже более 25 лет. Все жилы имеют почти вертикальное падение. Мощность жил варьирует от 10 см до нескольких метров. Горными выработками жилы вскрыты по падению и простиранию более чем на 500 м. Руды сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, арсенопиритом. Из жильных минералов развиты кварц, карбонаты, хлорит.

Представлены результаты изучения распределения рудных элементов и лантаноидов по сплошным разрезам через апофизы Западная-1 и Западная-3 (рудная зона Бозанг, штолки Северный и Основной, жилы Центральная и Основная, штольни 47, Джими). Из апофиз отобраны крупные монолиты (от контакта до контакта), из которых на полевой базе на камнерезном станке изготовлены поперечные спилы-пластины (пример см. на рис. 1) и отобраны пробы по монолитам с шагом 2 см (17 проб, масса отдельных проб около 1 кг, мощность жил до 20 см). Апофизы взяты для исследования из-за высокого содержания Zn (до 40–44 масс. % в отдельных пробах), его контрастного распределения по разрезу и разных типов околожильных метаморфических пород. Расстояние между местами пробоотбора около 430 м.

Для подготовки проб к анализам использована стандартная методика кислотного разложения [Борисов и др., 2011, 2016]. Анализы на РЗЭ вы-

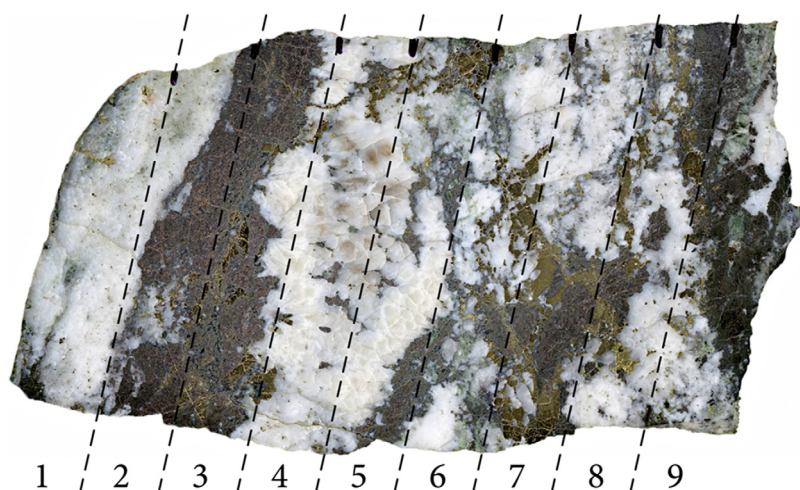


Рис 1. Поперечный спил-пластина монолита по апофизе Западная-1. Показаны 2-сантиметровые интервалы опробования по всему монолиту (пробы № 1013/1–1013/9)

полнены из растворов методом ИСП-МС на приборах Element 2 и Element XR (кафедра геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова и в ГЕОХИ РАН). Для проверки правильности результатов одновременно с пробами измеряли образцы стандартов гранита СГ-3 и базальта BCR-2 (отклонение от паспортных значений для большинства РЗЭ не превышало 4%).

Содержание рудных элементов (Fe, Zn, Pb, Cu, Cd и др.) определено в истертых пробах рентгенофлуоресцентным анализом (Niton XL3t900S-He GOLDD, МГУ). Правильность контролировалась по анализам серии отечественных и зарубежных стандартных образцов состава руд (ГСО 793-76, 1230-77, 2029-79; NIST RCRA, GBM 307-14, 308-3, 309-1, 906-10, 911-16, 915-7). Расхождение содержания рудных элементов между измеренными и аттестованными значениями не превышает 5–10%.

Термодинамическое моделирование выполнено при использовании пакета программ HCh [Шваров, 2008].

Результаты исследований и их обсуждение. Закономерности распределения рудных и редкозе-

мельных элементов. Апофиза Западная-1. Содержание рудных компонентов (среднее и в отдельных пробах) составляет (масс.%): Zn 22,4 (8,9–40,3); Fe 7,0 (5,9–9,3), Pb 1,6 (0,1–5,1), Cu 1,2 (0,7–1,9), Σ РЗЭ 10,5 (2,5–27,1) г/т. Максимальное содержание Zn приурочено к приконтактовым областям (рис. 2).

В части приконтактовых проб при первичном описании отмечены мелкие фрагменты серо-зеленой измененной вмещающей породы, которые представлены здесь кристаллическими сланцами кислого состава (подобно в пробах № 917 и 1118, описаны в [Борисов и др., 2016]). Нормированные на хондрит спектры РЗЭ рудных проб представлены на рис. 3. В целом спектры достаточно близки, но отчетливо видна дифференциация по сумме РЗЭ и по конфигурации европиевого минимума.

Все 9 проб разреза можно разделить на две группы (рис. 3, 4).

Первая группа — четыре приконтактовые пробы № 1013/1-2 и № 1013/8-9, которые характеризуются максимальными значениями отношений La/Yb 9,4–16,4 (здесь и далее все отношения приведены

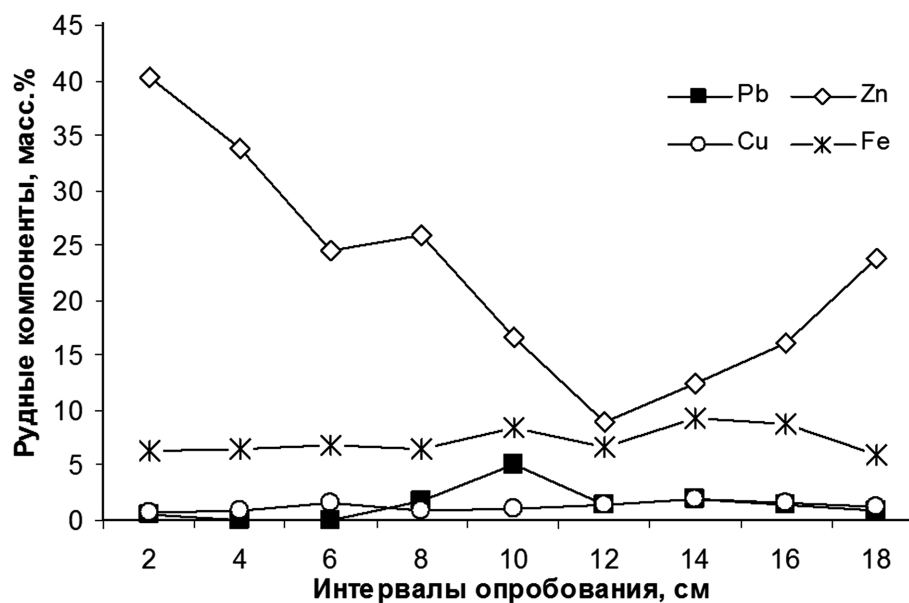


Рис. 2. Распределение рудных элементов по интервалам опробования апофизы Западная-1

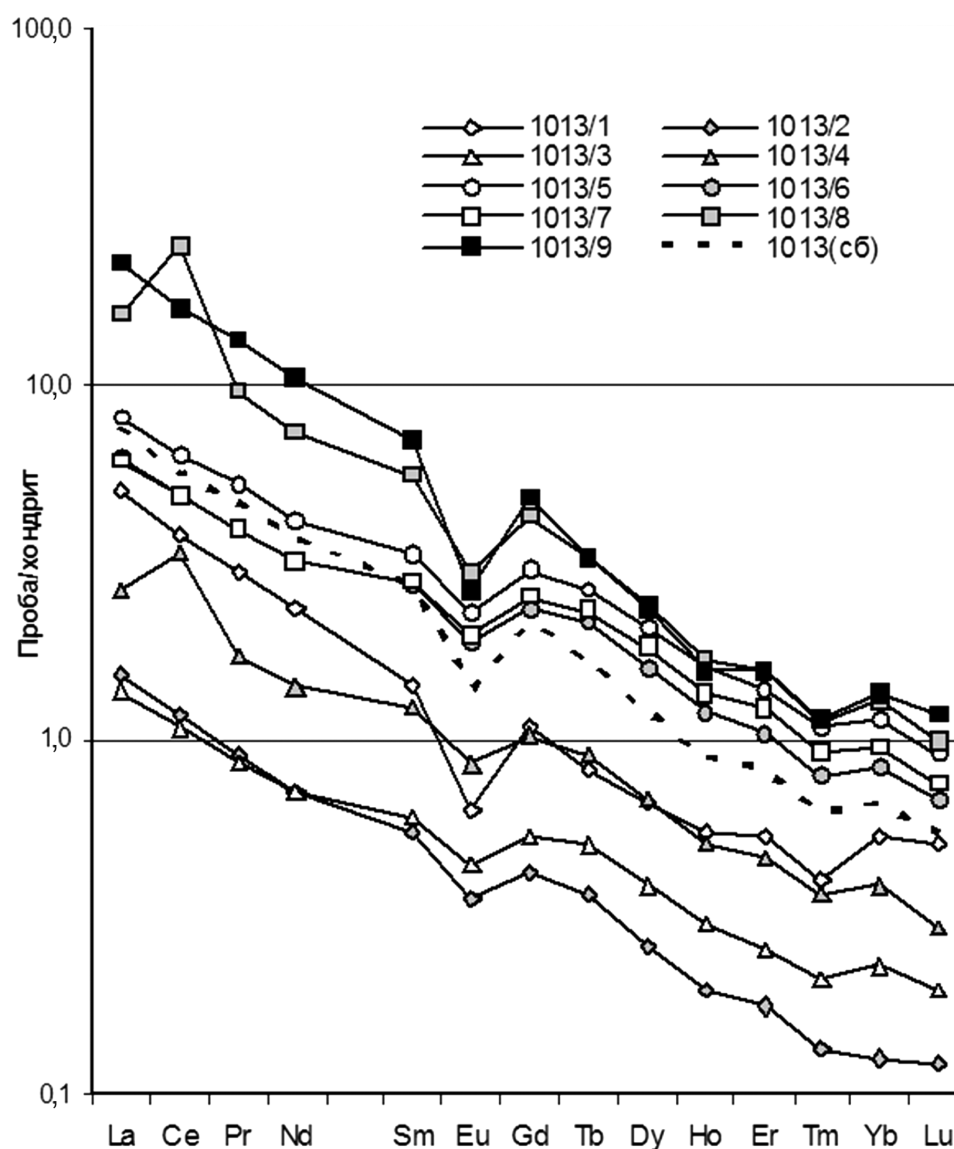


Рис. 3. Нормированные на хондрит, по [Palme, Jones, 2003], значения содержания РЗЭ в пробах разреза через апофизу Западная-1 (проба № 1013(сб) — сборная по всему разрезу или эквивалент «штуфной» пробы)

для нормированных на хондрит значений) и минимальными — $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \text{Gd}_N)^{0.5}$ (для трех из четырех проб от 0,45 до 0,61). Однако между этими пробами имеются различия — в пробах № 1013/1-2 низкое суммарное содержание РЗЭ (1,9–5,9 г/т) и самое высокое Zn (33,9–40,3%).

При переходе от пробы № 1013/1 к пробе № 1013/2 происходит увеличение отношения La/Yb (от 9,4 до 12) и ослабление европиевого минимума (от 0,51 до 0,75) при снижении суммы РЗЭ и содержания Zn. В пробах № 1013/8-9 самое высокое в изучаемом разрезе суммарное содержание РЗЭ (25,7–27,1 г/т) и значение отношения La/Yb (12,3–16,4), отмечено низкое отношение Eu/Eu^* (0,45–0,61). При переходе от пробы № 1013/9 к пробе 1013/8 происходит снижение отношения La/Yb (от 16,4 до 12,3) и ослабление европиевого минимума (от 0,45 до 0,61) при уменьшении содержания Zn и повышение суммы РЗЭ. Для всех четырех проб характерно отношение $\text{La}/\text{Nd} > 2,1$.

Вторая группа — пять проб из центральной части жилы, характерные особенности которых —

относительно низкое суммарное содержание РЗЭ (1,9–10,9 г/т) и значение отношения La/Yb (5,9–7,5), а также меньшая интенсивность проявления европиевого минимума (0,73–0,78). Для этих проб характерно отношение $\text{La}/\text{Nd} < 2$.

Некоторые закономерности можно увидеть при анализе характеристик спектров проб, относящихся к первой и второй группам. Отметим, что повышение суммарного содержания РЗЭ может быть связано с наличием и массой фрагментов вмещающей породы в пробах. Для вмещающей породы ранее были установлены устойчивые показатели спектров РЗЭ: $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,52 \div 0,53$, $\text{La}/\text{Yb} = 10 \div 11$, $\text{La}/\text{Nd} = 1,9 \div 2$ и др. (кристаллические сланцы кислого состава, пробы № 917 и 1118, $\Sigma\text{РЗЭ} = 170 \div 200$ г/т). Так, в пробах № 1013/7–/9 отчетливо проявляется тенденция к ослаблению европиевого минимума от 0,45 в пробе № 1013/9 до 0,74 в пробе № 1013/7 и к уменьшению отношения La/Yb от 16,4 до 6,4 при уменьшении содержания Zn (от 23,8 до 12,5%) и $\Sigma\text{РЗЭ}$. Важно отметить, что зафиксированные значения Eu/Eu^* и La/Yb не могут возникнуть только за счет вмещаю-

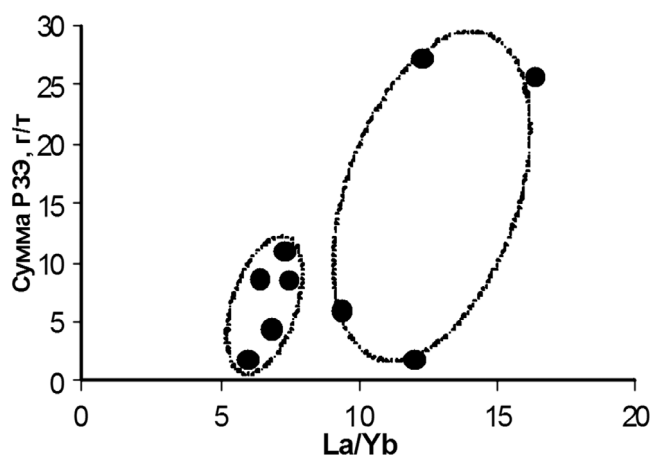


Рис. 4. Зависимость отношений La/Yb от суммарного содержания РЗЭ в пробах по апофизе Западная-1

щей породы. Необходим дополнительный привнос лантаноидов с иными характеристиками спектров, которые и вызывают изменения фрагментов вмещающих пород в апофизе.

На характер распределения РЗЭ по разрезу влияние могли оказать как минимум три типа спектров, которые по-разному проявляются на интервалах опробования.

Первый тип спектров — вмещающие породы, характеристики спектров РЗЭ которых приведены выше.

Второй тип спектров — по данным визуального описания можно считать, что первоначально жила была сформирована серым кварцем и фрагментами вмещающих пород, сосредоточенных у одного края.

Можно допустить, что серый кварц отлагался из раствора, получившего нагрузку РЗЭ при взаимодействии с породами, где доля кристаллических сланцев основного состава (далее амфиболитов)

была преобладающей. Характерные черты спектров РЗЭ амфиболитов: $\text{Eu/Eu}^* = 1 \div 1,6$; $\text{La/Yb} = 2,4 \div 2,7$; $\text{La/Nd} = 1,2 \div 1,3$ (аналог исследованных нами проб № 919 и 1117 [Борисов и др., 2016]). На каких фактах основано это предположение? Во-первых, на повышении отношения Eu/Eu^* до 0,74 и снижении La/Yb до 6,4 в пробе № 1013/7 по сравнению с пробой № 1013/9 (0,45 и 16,4 соответственно), но, вероятно, влияние было сильнее. При этом в 2 раза снижается и содержание Zn; во-вторых, на слабом и изменяющемся в узких пределах европиевом минимуме в центральных пробах жилы ($\text{Eu/Eu}^* = 0,73 \div 0,78$) при относительно низких значениях $\Sigma\text{РЗЭ}$. Содержание РЗЭ в кварце обычно не более 1 г/т, но в растворе, из которого образуется кварц, концентрация РЗЭ могла быть значительно выше, что и проявилось при реакции этого раствора с фрагментами вмещающей породы. Это взаимодействие вызывает ослабление европиевого минимума и уменьшение отношения La/Yb в пробах с измененными породами. Без этого вклада невозможно получить спектры со значениями $\text{Eu/Eu}^* > 0,53$ и низкими значениями отношения La/Yb .

Третий тип спектров. На этом этапе развития жилы происходило дробление раннего кварца с фрагментами уже частично измененной вмещающей породы и отложение сфалерита по трещинам. Сфалерит отлагался, вероятно, из рудоносного раствора, нагрузка Zn и РЗЭ в котором получена при взаимодействии с породами, где преобладал палеозойский гранит (например, проба № 862 [Борисов и др., 2016] с $\text{Eu/Eu}^* = 0,3$; $\text{La/Yb} = 21$; $\text{La/Nd} = 2$). Сульфиды обычно содержат несколько г/т РЗЭ. Чем больше количество сфалерита в пробах без вмещающих пород, тем сильнее европиевый минимум и выше значения отношений La/Yb и La/Nd .

Рассмотрим пробы № 1013/2–/3 с самыми низкими значениями $\Sigma\text{РЗЭ}$ (1,9 г/т), где не отме-

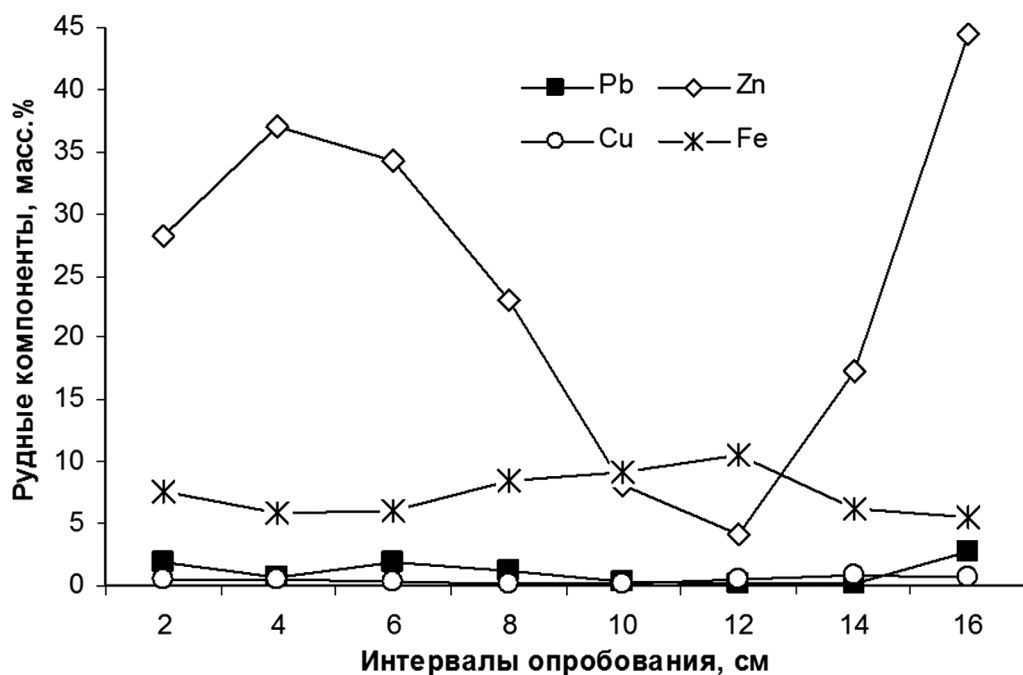


Рис. 5. Распределение рудных элементов по интервалам опробования апофизы Западная-3

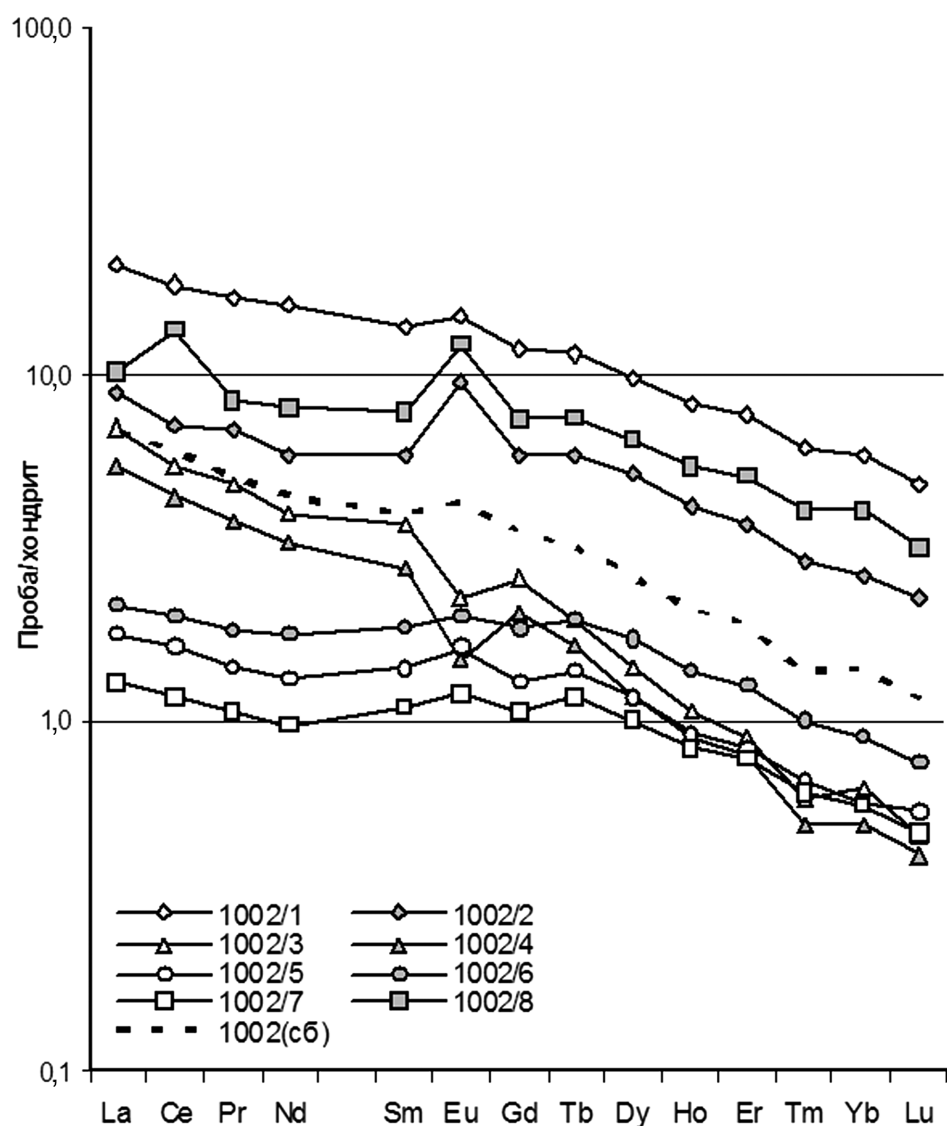


Рис. 6. Нормированные на хондрит, по [Palme, Jones, 2003], значения содержания РЗЭ в пробах по разрезу через апофизу Западная-3 (проба № 1002(с6) — сборная по всему разрезу или эквивалент «штуфной» пробы)

чено присутствие вмещающих пород. Так, в пробе № 1013/2 $Zn=33,9\%$; $Eu/Eu^*=0,75$; $La/Yb=12,0$; $La/Nd=2,1$, а в пробе № 1013/3 — $Zn=24,6\%$; $Eu/Eu^*=0,78$; $La/Yb=5,3$; $La/Nd=1,9$. В этом случае реализовано смещение второго и третьего спектров, но влияние последнего ограничено емкостью сфалерита относительно РЗЭ. Со стороны другого контакта жилы добавляются первый и второй спектры. При этом наличие фрагментов породы усиливает эффект от третьего спектра. Так, в пробе № 1013/9 $Eu/Eu^*=0,45$; $La/Yb=16,4$ при содержании Zn 23,8%, а в пробе № 1013/7 — $Eu/Eu^*=0,74$; $La/Yb=6,4$, где содержится только 12,5% Zn . Без третьего спектра невозможно получить отношение Eu/Eu^* , равное 0,45, и значения отношений $La/Yb > 12$.

На этом формирование апофизы не закончилось. По кварц-сфалеритовому агрегату заложились новые трещины, которые были заполнены пиритом, галенимом и халькопиритом. Такая ассоциация могла отлагаться из раствора, соответствующего третьему спектру, при эволюции состава источника.

Апофиза Западная-3 характеризуется следующим содержанием рудных компонентов (масс.%): Zn

22,6 (4,2–44,4); Fe 7,0 (5,5–10,6); Pb 0,8 (0,2–2,8); Cu 0,4 (0,2–0,8); $\Sigma РЗЭ$ 11,1 г/т (4,2–37,2 г/т). Максимальное содержание Zn приурочено к приконтактовым областям (рис. 5).

В приконтактовых пробах № 1002/1 (интервал 0–2 см) и № 1002/8 (интервал 14–16 см) при описании подготовленных перед дроблением пластин по интервалам опробования отмечено присутствие серо-зеленой измененной вмещающей породы. Вмещающие породы представлены здесь амфиболитами, в отличие от апофизы Западная-1. Возможно, присутствие вмещающей породы и приводит к росту суммы РЗЭ в указанных пробах до 23–37 г/т. Измененная вмещающая порода, вероятно, попадает и в пробу № 1002/2, но в ней сумма РЗЭ меньше — до 16 г/т.

Нормированные на хондрит спектры РЗЭ рудных проб представлены на рис. 6. Спектры сильно различаются по конфигурации европиевой аномалии (от максимума до минимума) и по сумме РЗЭ.

Пробы разреза можно разделить на несколько групп. По соотношению Eu/Eu^* и $\Sigma РЗЭ$ выделяются две группы: с высоким и низким суммарным содержанием РЗЭ. Группа с высокими значениями $\Sigma РЗЭ$

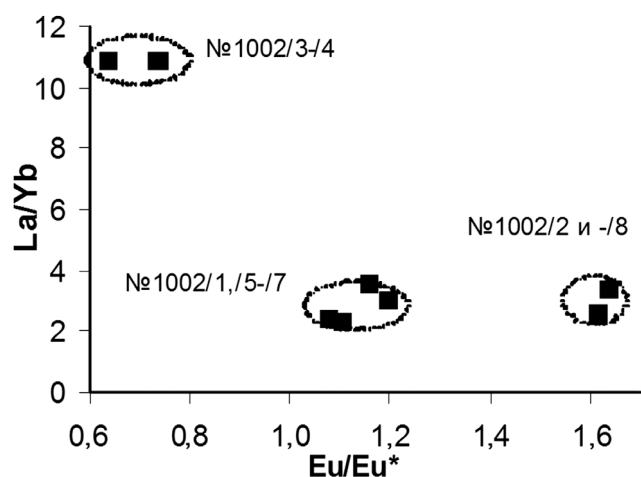


Рис. 7. Связь значений отношения La/Yb и значений отношения Eu/Eu^* в пробах по апофизе Западная-3

представлена тремя приконтактовыми пробами (№ 1002/1, 1002/2 и 1002/8). В спектры этих проб основной вклад, вероятно, вносят вмещающие амфиболиты, характерные черты спектров РЗЭ которых приведены выше, в этих же пробах $Eu/Eu^* = 1,2 \div 1,6$; $La/Yb = 2,5 \div 3,5$; $La/Nd = 1,3 \div 1,5$, т. е. очевидно очень большое сходство. Для проб в центре жилы значения $\Sigma РЗЭ$ составляют 2,7–9,6 г/т и, вероятно, вмещающих пород здесь нет.

По соотношению Eu/Eu^* и La/Yb (рис. 7) все пробы разреза разделяются на три группы.

Первая группа — две приконтактовые пробы, в которых выявлено наиболее высокое содержание Zn (37 и 44,4%), значение европиевого максимума Eu/Eu^* составляет 1,6.

Вторая группа — четыре пробы из центральной части жилы, в них отмечено низкое значение $\Sigma РЗЭ$ (2,7–4,6 г/т). Для этих проб характерны близкие значения европиевого максимума ($Eu/Eu^* = 1,1 \div 1,2$) и отношения La/Yb (2,3–3,5).

Третья группа — две пробы из центральной части жилы (№ 1002/3 и 1002/4). Спектры этих проб резко отличаются от остальных: здесь проявлен европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0,64 \div 0,74$) и установлен рост отношения La/Yb до 11.

Как и для апофизы Западная-1, можно считать, что формирование итогового распределения РЗЭ по разрезу через апофизу Западная-3, вероятно, обеспечивается влиянием трех спектров.

Первый спектр — вмещающие породы, характеристики спектров РЗЭ которых приведены выше, это основа спектров РЗЭ в приконтактовых пробах жилы.

Второй спектр. По данным описания проб видно, что первоначально жила была сформирована серым кварцем (аналогично и в апофизе Западная-1), вероятно, с небольшим количеством сульфидов и других новообразований, содержащих РЗЭ. Можно предположить, что эта ассоциация отлагалась из раствора, получившего нагрузку РЗЭ при взаимо-

действии с породами, где амфиболиты преобладали. Подтверждением этому служат спектры части проб в центре жилы, где проявлен не очень высокий европиевый максимум ($Eu/Eu^* = 1,1 \div 1,2$). Такие растворы не могли сильно повлиять на изменение спектров РЗЭ при взаимодействии с боковыми породами.

Третий спектр. На этом этапе происходило дробление раннего серого кварца и отложение сфалерита по трещинам. Сфалерит отлагался, вероятно, из рудоносного раствора, нагрузка Zn и РЗЭ в котором получена при взаимодействии с породами, где преобладал палеозойский гранит. Поэтому чем большее количество сфалерита в пробах без вмещающих пород, тем сильнее проявлен европиевый минимум и выше отношение La/Yb и La/Nd . Только за счет добавления третьего спектра происходит формирование европиевого минимума в пробах № 1002/3–4 и снижение европиевого максимума в пробах № 1002/5–7.

Данные изучения апофиз позволили сделать определенные обобщения и выводы.

1. В образовании апофиз приняли участие гидротермальные растворы из разных комбинированных и эволюционирующих источников, сменяющихся во времени и/или в пространстве. Исследованные спектры представляют собой суммарный эффект.

2. Ранняя ассоциация минералов (кварц с небольшой долей сульфидов) формируется раствором, получившим нагрузку РЗЭ при взаимодействии с породами, где преобладали амфиболиты.

3. Основная масса рудных сульфидов отлагалась позже из раствора, концентрация цинка и лантаноидов в котором получена при взаимодействии с породами, где преобладал палеозойский гранит.

4. Только по отдельным пробам из рудных тел и сборным пробам по всему сечению жил невозможно установить эволюцию составов рудоносных растворов и смену источников, развивающейся гидротермальной системы.

Полученные данные послужили основанием для создания новых вариантов равновесно-динамических моделей жильного рудообразования. В этих моделях комбинированные источники рудных компонентов (преобладание той или иной породы в зоне мобилизации) сменяются во времени и пространстве.

Термодинамические модели рудообразования.

Ранее нами [Borisov et al., 2019] были исследованы два варианта моделей с комбинированными источниками рудных компонентов. Первый вариант — *последовательные реакторы* — исходный безрудный раствор взаимодействует с первой породой, равновесный раствор после этого реагирует со второй породой, а результирующий раствор поступает в область формирования жильного рудного тела. Вторым вариантом — *параллельные реакторы* — смешение двух растворов из зон мобилизации с различными породами происходит в области формирования жилы. В моделях изменяли массу и последователь-

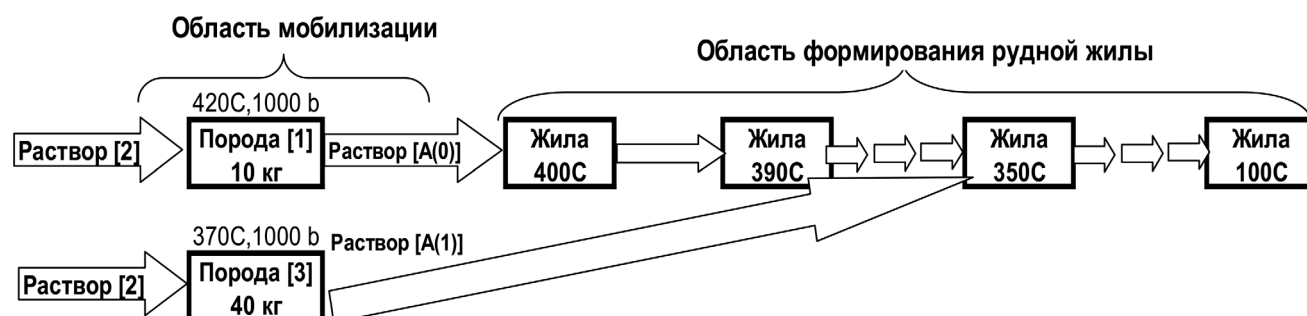


Рис. 8. Схема проведения расчетов в системе со смещенными реакторами в области мобилизации. Обозначения: порода [1] — гранит (PZ₃); порода [3] — амфиболит (PR₃–PZ₁); [2] — исходный безрудный раствор; [A(0)], [A(1)] — рудоносные растворы после взаимодействия с породами

ность пород, вступающих в реакцию с исходным раствором. Расчеты проведены для 420 °C и 100 МПа в области мобилизации. Это наиболее благоприятные условия для отложения монасфалеритовых образований при формировании рудной жилы, что характерно для реальных рудных тел [Борисов и др., 2006]. Установлено, что в системах с последовательностью гранит→амфиболит в области формирования состава рудоносных растворов или при смешении растворов с преобладанием участия амфиболита над гранитом, а такие фиксируются для части рудных проб по РЗЭ [Борисов и др., 2016], не удастся получить минеральных образований, характерных для реальных месторождений.

Нами выполнены расчеты и исследованы две модели: 1) со смещением одной из зон мобилизации по восстанию модельной жилы и 2) со сменой во времени флюидных потоков из разных источников. Все расчеты проводили для системы H–O–K–Na–Ca–Mg–Al–Si–Fe–C–Cl–S–Zn–Pb–Cu, описанной 54 минералами, 78 частицами водного раствора (база данных Unitherm). Хлоридно-карбонатный первичный безрудный раствор, который реагирует с породами в областях мобилизации, принят в моделях одинаковым: 1 m NaCl, 0,5 m H₂CO₃, 1 кг H₂O. Это соответствует термобарогеохимическим данным для месторождений района [Ляхов и др., 1994].

Модель со смещением в пространстве флюидных потоков из разных источников. Структура модели показана на рис. 8. Первая область мобилизации — гранит реагирует с безрудным хлоридно-карбонатным раствором при 420 °C и 100 МПа; вторая область мобилизации — амфиболит реагирует с таким же раствором при 370 °C и 100 МПа. Обе породы содержат одинаковое фоновое количество Zn, Pb, Cu и пирита, и через них проходит с реакцией 40 порций (волн) безрудного раствора. Область жильного рудообразования — 31 последовательный проточный реактор с понижением температуры от 400 до 100 °C при 100 МПа (шаг 10 °C). От 400 до 360 °C жила формируется раствором из первой зоны мобилизации, а при 350 °C смешиваются растворы из двух источников (один уже сформировал высокотемпературную часть жилы, а другой поступает из

второй области мобилизации). Жилу формируют 40 последовательных порций (волн) рудоносных растворов. Отложение вещества в жиле описано слоевым механизмом, т.е. из каждой порции рудоносного раствора в реакторах, описывающих жилу, формируется новый слой вещества [Борисов, 2000; Borisov, 2003].

Расчеты проведены для двух вариантов модели: 1) в первой области мобилизации (реакция с гранитом) отношение порода/вода (П/В) равно 10, во второй (реакция с амфиболитом) П/В=40; смешиваются одинаковые количества раствора; преобладание амфиболита над гранитом (80:20%) обеспечивается разным количеством породы, вступающей в реакцию с раствором; 2) в первой и второй областях мобилизации одинаковые отношения П/В=40, смешиваются разные количества раствора, преобладание амфиболита над гранитом обеспечивается разным количеством растворов (20:80% из первой и второй областей мобилизации соответственно).

Различия в температуре, составе пород и П/В в первой и второй областях мобилизации определяют значительные отличия концентрации и времени выщелачивания рудных компонентов, которые поступают в область жильного минералообразования. В обоих вариантах модели получено отложение пирротина в корневых (высокотемпературных) частях жилы, это характерная черта всех месторождений района (ранее в системах с подобным преобладанием амфиболита фиксировалось только образование пирита). Однако не удастся получить монасфалеритовых образований в жилах (содержание ZnS на уровне 60–70% во многих реальных жилах), что получено для модельных жил, сформированных рудоносными растворами при реакции только с гранитом [Борисов и др., 2006]. Максимальное содержание сфалерита в модельной жиле не превышает 30 масс.% (рис. 9).

Сравнение результатов моделирования с реальными пробами из разрезов по жилам Центральная, Основная, апофизе Восточная (рудная зона Бозанг, Джими), для которых было определено содержание РЗЭ [Борисов и др., 2016], показывает, что и в этих пробах максимальное содержание сфалерита находится на уровне ~30%. Результаты моделиро-

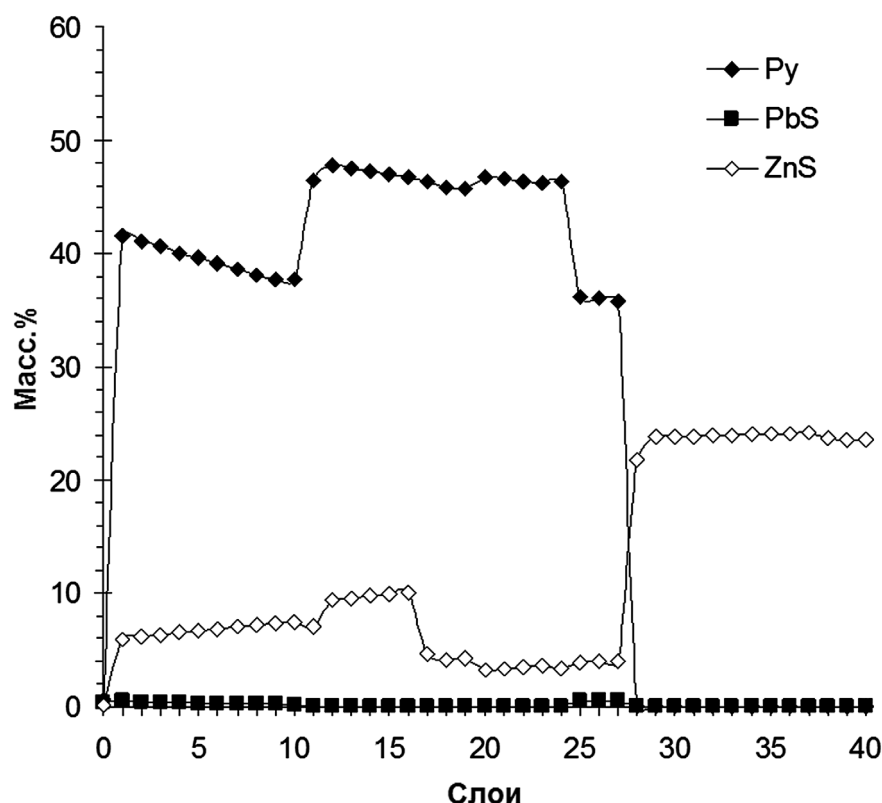


Рис. 9. Рудообразование в модельной жиле на уровне по восстанию, отвечающем 150 °С (расчеты по варианту 2). Обозначения: Py — пирит, ZnS — сфалерит, PbS — галенит (остальное в основном кварц)

вания со смещенными в пространстве областями мобилизации значительно лучше согласуются с природными данными, чем предшествующие простые модели с комбинированными источниками рудных компонентов.

Модель со сменой во времени флюидных потоков из разных источников. Структура модели показана на рис. 10. Первая область мобилизации — последовательные реакторы гранит→амфиболит (преобладание метаморфитов 1:4), реакция с безрудным раствором (аналогична предыдущей модели) при 420 °С и 100 МПа. Вторая область мобилизации — последовательные реакторы гранит→амфиболит (преобладание гранита 4:1), реакция с безрудным раствором при 420 °С и 100 МПа, но начинает работать позже вместо первой зоны (обе породы содержат одинаковое количество Zn, Pb, Cu и пирита, и через них проходит с реакцией 40–50 волн безрудного раствора). Область жильного

рудообразования — 31 проточный реактор при понижении температуры от 400 до 100 °С (шаг 10 °С) при 100 МПа.

Жилу формирует заданное число последовательных волн рудоносных растворов из первой и второй областей мобилизации. На схеме показаны только две сменяющиеся во времени области мобилизации, но их может быть и иное число, определить которое можно, исследуя распределение рудных и редкоземельных элементов по разрезам реальных рудных тел. Очевидно, что подбор типов пород, их массы и последовательности в комбинированных зонах мобилизации, а также *T*- и *P*-условий и пропорций участия каждого источника в формировании жилы многообразны и определяются в каждом случае задачей моделирования, которая создается для конкретных интервалов реальных жил.

На рис. 11 представлен результат рудообразования, полученный в расчетах по схеме, показан-

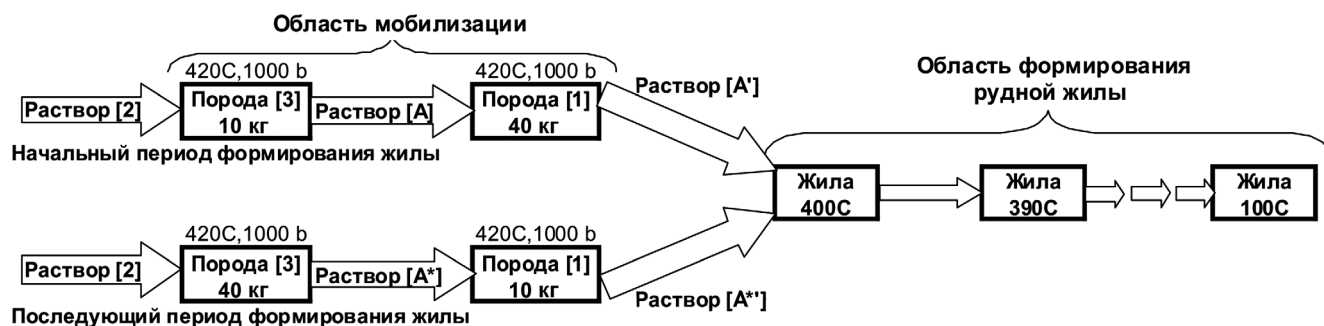
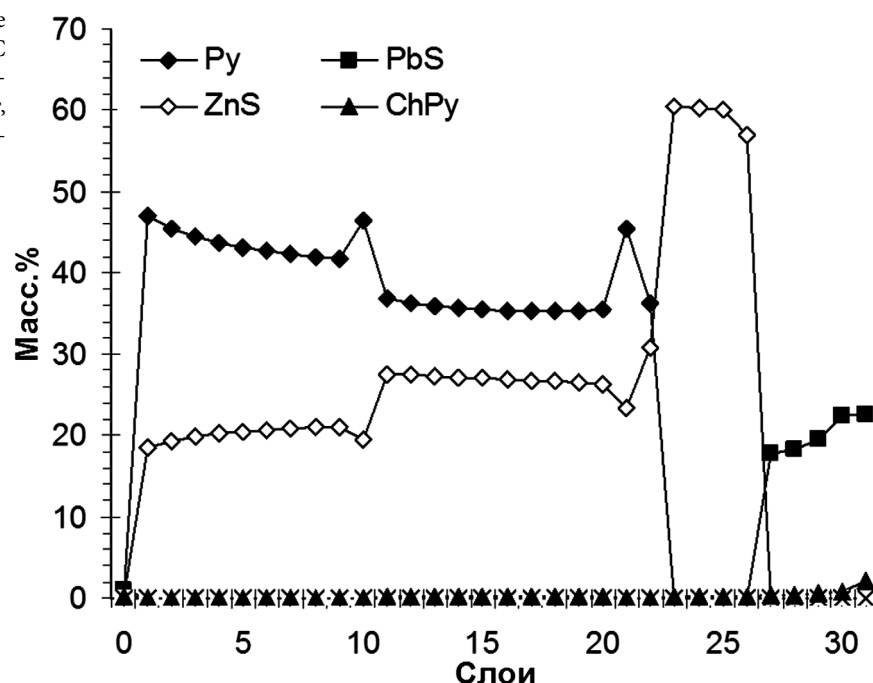


Рис. 10. Схема расчетов со сменой во времени источников рудных компонентов. Обозначения: порода [1] — амфиболит (PR₃–PZ₁); порода [3] — гранит (PZ₃); [2] — исходный безрудный раствор; [A], [A'], [A*], [A''] — рудоносные растворы после взаимодействия с породами

Рис. 11. Рудообразование в модельной жиле на уровне по восстанию, отвечающему 200 °С со сменой во времени зон мобилизации (показаны только рудные минералы: Py — пирит, PbS — галенит, ZnS — сфалерит, ChPy — халькопирит, остальное в основном кварц)



ной на рис. 10. Это один из множества возможных вариантов. На рис. 11 показан только один разрез модельной жилы на уровне по восстанию, отвечающем 200 °С (при 150–200 °С отлагается максимальное количество сфалерита и галенита [Борисов и др., 2006]). Рудоносные гидротермальные растворы, формирующие жилу, поступали в трещинный канал последовательно из двух областей мобилизации. Из первой области, где преобладают амфиболиты, растворы начинают поступать только с 10-й до 20-й волны (условное время открытия трещинного канала), и они создают слои с 0 по 10 в этом разрезе. Из второй области, где преобладают граниты, растворы поступают с 5-й до 25-й волны, они продолжают минералообразование в жиле в слоях с 11 по 32.

Конечно, слоевой механизм рудоотложения, реализуемый в наших моделях, не может передать то, что более поздний этап минералообразования развивается по новым трещинам, которые в произвольных направлениях пересекают более ранние ассоциации минералов (например, слои 0–10 на рис. 11), а именно такое заполнение чаще всего происходит в реальных жилах. Тем не менее данные геохимических исследований (полные пошаговые разрезы жил) и результаты термодинамического моделирования — единственный путь, позволяю-

щий реконструировать процессы гидротермального рудообразования.

Заключение. Данные геохимических исследований показывают, что поведение рудных элементов при формировании гидротермальных жильных рудных тел подчинено взаимодействию вода–порода. По распределению РЗЭ в детальных разрезах жил месторождения Джими установлено, что в их образовании принимали участие гидротермальные растворы из разных комбинированных и эволюционирующих источников, сменяющихся во времени и пространстве.

Разработаны новые методики и исследованы термодинамические модели, позволяющие оценить влияние смещения в пространстве и смены во времени флюидных потоков из разных комбинированных источников на процессы жильного полиметаллического рудообразования.

Благодарности. Авторы благодарят М.О. Аносову (ГЕОХИ РАН) за помощь в организации работы на Element XR.

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00098), а также частично РНФ при проведении рентгенофлуоресцентного анализа рудных проб (проект № 19-17-00200).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсуков В.Л., Борисов М.В. Поведение рудных элементов при автосмещении гидротермальных растворов. I. ЭВМ-модель формирования уран-свинцовых рудных жил за счет металлов вмещающих пород // Геохимия. 1988. № 10. С. 1429–1446.

Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.

Борисов М.В., Бычков Д.А., Пчелинцева Н.Ф. Редкоземельные элементы в гидротермальных жилах как инди-

катор взаимодействия вода–порода при формировании рудоносных растворов // Мат-лы III Всеросс. конф. «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2018. С. 27–34.

Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В. Геохимические структуры полиметаллических жил выполнения и параметры гидротермального рудообразования // Геохимия. 2006. № 11. С. 1218–1239.

Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков Д.А. Оценка источника вещества полиметаллических жил Джими-

донского месторождения (Северная Осетия, Россия) на основе распределения редкоземельных элементов в рудах и вмещающих породах // Геохимия. 2016. № 4. С. 371–388.

Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков Д.А., Бычкова Я.В. Распределение редкоземельных элементов в рудных телах Джамидонского полиметаллического месторождения и вмещающих породах (Северная Осетия, Россия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 4. С. 48–52.

Ляхов Ю.В., Поздеев К.М., Тибилев С.М. и др. Термобарогеохимическая модель рудной зональности и оценка перспектив Садонского свинцово-цинкового района // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 45–54.

Некрасов Е.М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М.: Недра, 1980. 255 с.

Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Грачева Т.В. и др. Применение свинцово-изотопного метода исследования для решения вопросов о генезисе свинцовых месторождений Северо-Кавказской рудной провинции // Геохимия. 1975. № 8. С. 1156–1163.

Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В. и др. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Неждановского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 5. С. 395–418.

Чугаев А.В., Знаменский С.Е. Свинцово-изотопные характеристики месторождения золота Миндяк (Южный Урал): к вопросу об источниках металлов // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60, № 1. С. 57–67.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. и др. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (Республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 4. С. 281–297.

Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических процессов, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

Borisov M. V. Geochemical and thermodynamic models for the genesis of low- and medium-temperature vein mineralization and metasomatism in the wall rocks // Geochemistry International. 2003. Vol. 41, Suppl. 2. P. S145–S312.

Borisov M. V., Bychkov D. A., Volkova M. M., Shvarov Yu. V. Role of water/rock interaction in the formation of ore-bearing solutions and deposition of hydrothermal ore, Sadon Mining District, North Caucasus Mountains, Russia // 16 Intern. Symp. on Water-Rock Interaction (WRI-16). 2019. Vol. 98. EDP Sciences (France). Article № 05003.

Palme H., Jones A. Solar system abundances of the elements // Treatise on Geochemistry. Vol. 1. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 41–61.

Статья поступила в редакцию 26.10.2021,
одобрена после рецензирования 07.02.2022,
принята к публикации 31.05.2022