

ПОВЕДЕНИЕ РЗЭ В НИЗКО-СРЕДНТЕМПЕРАТУРНОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ И ИХ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ НА ПРИМЕРЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК, ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПО СОСТАВУ ЭДУКТОВ (УРАЛ)

© 2009 г. В. Н. Сазонов*, В. Н. Огородников**, Ю. А. Поленов**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: sazonov@igg.uran.ru

**Уральский государственный горный университет
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 30.01.2009 г.

В работе характеризуются спектры РЗЭ в различных (от кислых до ультраосновных) породах и продуктах их трансформации в низко-среднетемпературных гидротермальных условиях при различных величинах рН. Исследование базируется на метасоматических колонках, возникших при пропилитизации, гумбеизации, эйситизации, березитизации-лиственитизации, альбитизации, а также на метасоматических железистых кварцитах и кварц-жильных образованиях. В статье мы намереваемся проиллюстрировать новые данные, полученные после опубликования работы [36], но с использованием ее материалов с целью представить проблему в целом. Основные результаты, полученные нами и обсуждаемые в статье, сводятся к следующему. Суммарное содержание РЗЭ в магматических породах (касается только разностей, сформировавшихся в одной и той же геодинамической обстановке) определяется содержанием в них SiO₂. В кислотной среде РЗЭ, в особенности тяжелые, выносятся. Что касается щелочной обстановки, то тяжелые РЗЭ в ней привносятся. При эйситизации РЗЭ выносятся, при альбитизации эти элементы во внешней зоне выносятся, а во внутренней – легкие и средние РЗЭ привносятся, а тяжелые – выносятся. Колонки березитизации-лиственитизации золоторудных месторождений подразделяются на два типа: “рудные” и “безрудные”. Первые являются интегральными – в них совмещены продукты (околорудные метасоматиты и руды) кислотной и щелочной стадий. Распределение РЗЭ в эдуктах и метасоматитах интегральных колонок могут быть использованы при поисках золоторудных месторождений, так как поведение в таких колонках тяжелых РЗЭ и золота идентично. Для сопоставления распределения содержаний РЗЭ в эдуктах метасоматических колонок они были ранжированы по хондриту [49]. С целью удобства оценки поведения РЗЭ при метасоматозе содержания их в метасоматитах были ранжированы по эдуктам. В статье использованы 250 РЗЭ-анализов (метод ICP-MS), выполненных в ИГТ УрО РАН и ИГЕМ РАН (аналитики Ю. Ронкин, О. Лепихина, М. Горбачева).

Ключевые слова: редкоземельные элементы (РЗЭ), распределение и трансформация РЗЭ, метасоматическая колонка, привнос-вынос элементов, эдукт, продукт (метасоматит), кислотная или щелочная среда минералообразования.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗОВЫХ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования базируются на материалах, полученных на шести объектах (табл. 1, рис. 1). Четыре из них (Харбейско-Няртинский, Пышминско-Березовский, Муртыкты и Уфалейский) рассмотрены раньше в ряде работ [19, 34, 36 и др.], поэтому здесь приводим лишь ограниченные сведения, необходимые для решения рассматриваемой проблемы. Больше внимание уделено вновь введенным объектам — Баженовско-Золотогорскому (№ 5-А и Б на рис. 1) и Гумбейскому (№ 6 на рис. 1).

Объект № 1 (Харбейско-Няртинский). Включает площади развития альбитизации в харбейском (рис. 1, № 1-А) и няртинском (рис. 1, № 1-Б) докембрийских метаморфических комплексах

(рис. 2) [44]. Разнообразные по форме тела альбититов сформировались в шовных зонах и отчетливо контролируются участками дробления, расщепления, будинажа (все признаки названных тектонических структур, охарактеризованы довольно подробно в [16]). Указанный метасоматический процесс установлен в образованиях амфиболитовой (амфиболиты), эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой (в эпидот-актинолит-хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы) фаций. Шовные зоны – региональные тектонические структуры; альбитизация же в них проявлена “пятнами”. В телах альбититов отмечается микроклин (до первых процентов), а также кальцит (встречается не всегда и в малых количествах). Согласно [44], альбитизация во всех перечисленных породах развивается по единой схеме, поэтому ниже мы ограничимся рассмотрени-

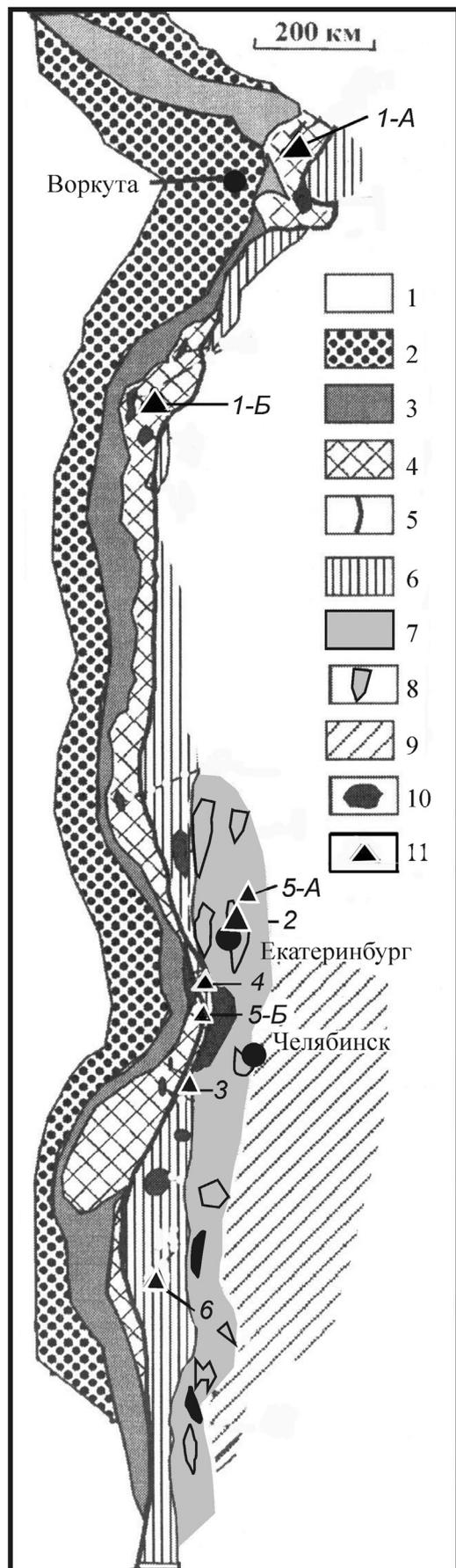


Таблица 1. Базовые объекты исследований низкотемпературных гидротермально-метасоматических процессов, геодинамические обстановки и геологическая среда их развития

Объекты (названия и их номера на рис. 1)	Гидротермально-метасоматические процессы		
	Виды процессов	Геодинамические обстановки проявления	Эдукты
Харьбейско-Няргинский, № 1-А, Б	Альбитизация, редко калишпатизация и карбонатизация	Континентальный рифтогенез, шовные зоны	Амфиболиты, эпидот-актинолитовые, редко хлорит-серцитовые сланцы
Пышминско-Березовский, № 2	Пропилитизация, березитизация-лиственитизация. Эйситизация, гумбеизация (проявлены в Изоплитском и Шарташском гранитных карьерах)	Коллизия	Породы от кислого до ультраосновного состава Граниты тоналит-гранодиоритовой формации
Муртыкты, № 3	Пропилитизация, березитизация-лиственитизация.	Островодужная	Андезитовые и андезит-дацитовые субвулканы
Уфалейский, № 4	Сорудные хлоритизация и кальцитизация. Альбитизация, калишпатизация. Эйситизация, березитизация	Континентальный рифтогенез Коллизия	Породы гнейсово-амфиболитового комплекса. Плагииграниты.
Баженовско-Золотогорский, № 5-А и 5-Б	Родингитизация. Хлограпитизация	Коллизия	Дайки основного и среднего состава. Серпентинизированные альпинотипные ультрабазиты
Гумбейский, № 6	Гумбеизация, березитизация	Коллизия	Сиениты, сиенодиориты

Рис. 1. Расположение объектов исследований (1-5) на геодинамической схеме Урала. Основа по [31] с дополнениями по [39].

1 – Восточно-Европейская и Западно-Сибирская платформы; 2 – Предуральский краевой прогиб; 3 – Западно-Уральская зона; 4 – Центрально-Уральская зона; 5 – Главный Уральский коллизионный шов; 6 – Тагило-Магнитогорская зона с Платиноносным поясом преимущественно в западном борту; 7 – Восточно-Уральская зона; 8 – гранитные массивы Главной гранитной оси Урала; 9 – Зауральская зона (7-9 показаны в случаях их выхода на поверхность или слабой погруженности); 10 – сиенитовые массивы; 11 – объекты исследований: 1 – Харьбейско (1-А)-Няргинский (1-Б), 2 – Пышминско-Березовский, 3 – Муртыкты, 4 – Уфалейский, 5 – Баженовско (5-А)-Золотогорский (5-Б); 6 – Гумбейский.

ем ее в амфиболитах. Альбитизация амфиболитов приводит к образованию двух подзон метасоматитов – существенно альбитовой с кварцем и кварц-альбитовой. По геологической позиции и минеральному составу зоны альбитизации объекта корреспондируются с таковыми, описанными в связи с шовными зонами в древних метаморфических комплексах [24, 27 и др.]. Подробнее об этом см. в описании объекта № 4.

Объект № 2 (Пышинско-Березовский). Включает Березовское, Шульгинское и Восточно-Пышминское золоторудные месторождения (рис. 1, 3-А). Первое из них контролируется кровлей Шарташского гранитного массива, с одной стороны, и серией субмеридионально ориентированных даек гранитоид-порфиров – с другой, а второе и третье – субширотной зоной разлома. Разлом, очевидно, был заложен в ордовике и имел сначала субширотную ориентировку; в период коллизионной обстановки он был трансформирован, приобретя S-образную форму. Причина образования последней – развитие сдвигового дуплекса, который, как минимум, просуществовал до нижнего карбона.

Березовское месторождение. По современным представлениям, месторождение сложено породами четырех комплексов [19, 36]: океанического (гарцбургиты, габбро, примитивные высокотитанистые толеитовые вулканиды и кремнистые осадки, O_{1-2}), островодужного (толеитовые вулканиды, O_3-S_1) и двух коллизионных (C_1 и P). Продукт ранней коллизии – шарташские граниты тоналит-гранодиоритовой формации – имеют изотопный Rb-Sr-возраст 328 ± 18 млн. лет и сформированы при участии мантийной субстанции. Последнее хорошо показано в [45, 46]. Позднеколлизионными являются некоторые дайки гранитоид-порфиров месторождения и сопряженные с ними метасоматиты березит-лиственитовой формации [33].

Березовское месторождение представлено кварцевыми жилами двух типов: лестничными (залегают в дайках, имеют широтную ориентировку и крутое южное падение) и красичными (выходящие из даек во вмещающие породы, а также приуроченные к субширотным трещинам (трещинным структурам)).

На Березовском месторождении изучено распределение РЗЭ в колонках березитизации-лиственитизации пород от кислого до ультраосновного состава. В Изоплитском и Шарташском гранитных карьерах, расположенных к югу от Березовского месторождения (в пределах Шарташского массива гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, рис. 3б), изучено поведение РЗЭ в процессах эйситизации и гумбеизации гранитов. Основные результаты приведены в [38, 39], в связи с чем здесь мы их лишь напомним.

Шульгинское месторождение. Расположено в 7 км к западу от Березовского месторождения

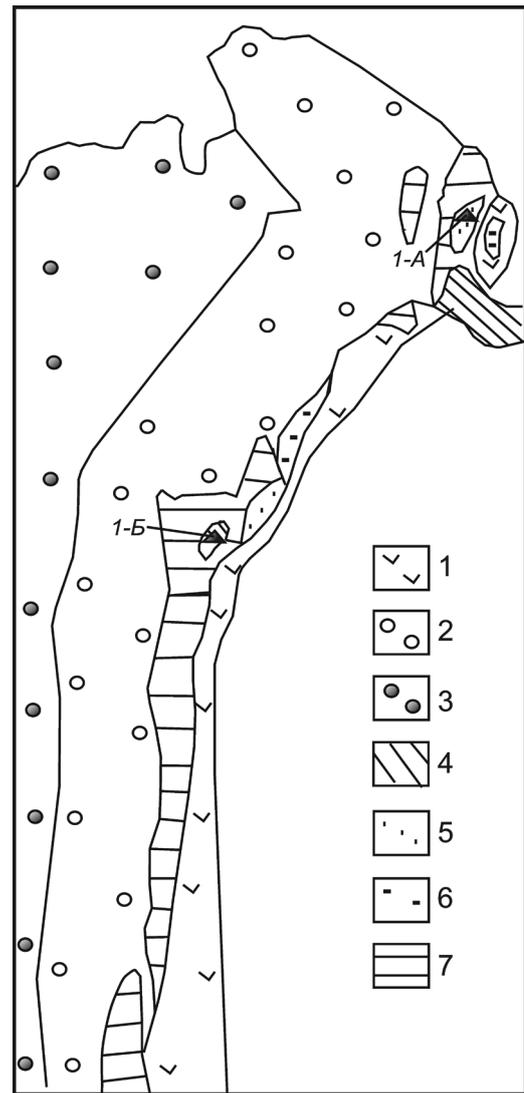


Рис. 2. Расположение объекта исследований № 1 (1-А – Харбейская, северная часть, 1-Б – Няргинская, южная часть) на схеме геологического строения северного сегмента Урала. Основа по [44].

1–2 — палеозойские образования: 1 – океанические и островодужные, 2 – доокеанические; 3 – осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 4–6 – нижнепротерозойские метаморфические комплексы: 4 – мигматит- и гранулит-гнейсовые, 5 – амфиболит- и сланцево-эклогитовые, 6 – гранулит-метабазитовые; 7 – верхнепротерозойские образования поднятий.

(рис. 3а). Контролируется широтным разломом, в пределах которого развиты шесть зон лиственитизации долеритов (северная часть месторождения) и одна зона лиственитизации габбро. Магматиты месторождения отвечают островодужным образованиям [36, с. 115].

Восточно-Пышминское месторождение. Расположено в 8 км к западу от Шульгинского (рис. 3а). Представлено серией широтно ориентированных золотоносных кварцевых жил длиной до 70–120 м, мощностью 0.3–0.5 м. Жилы локализуются в анти-

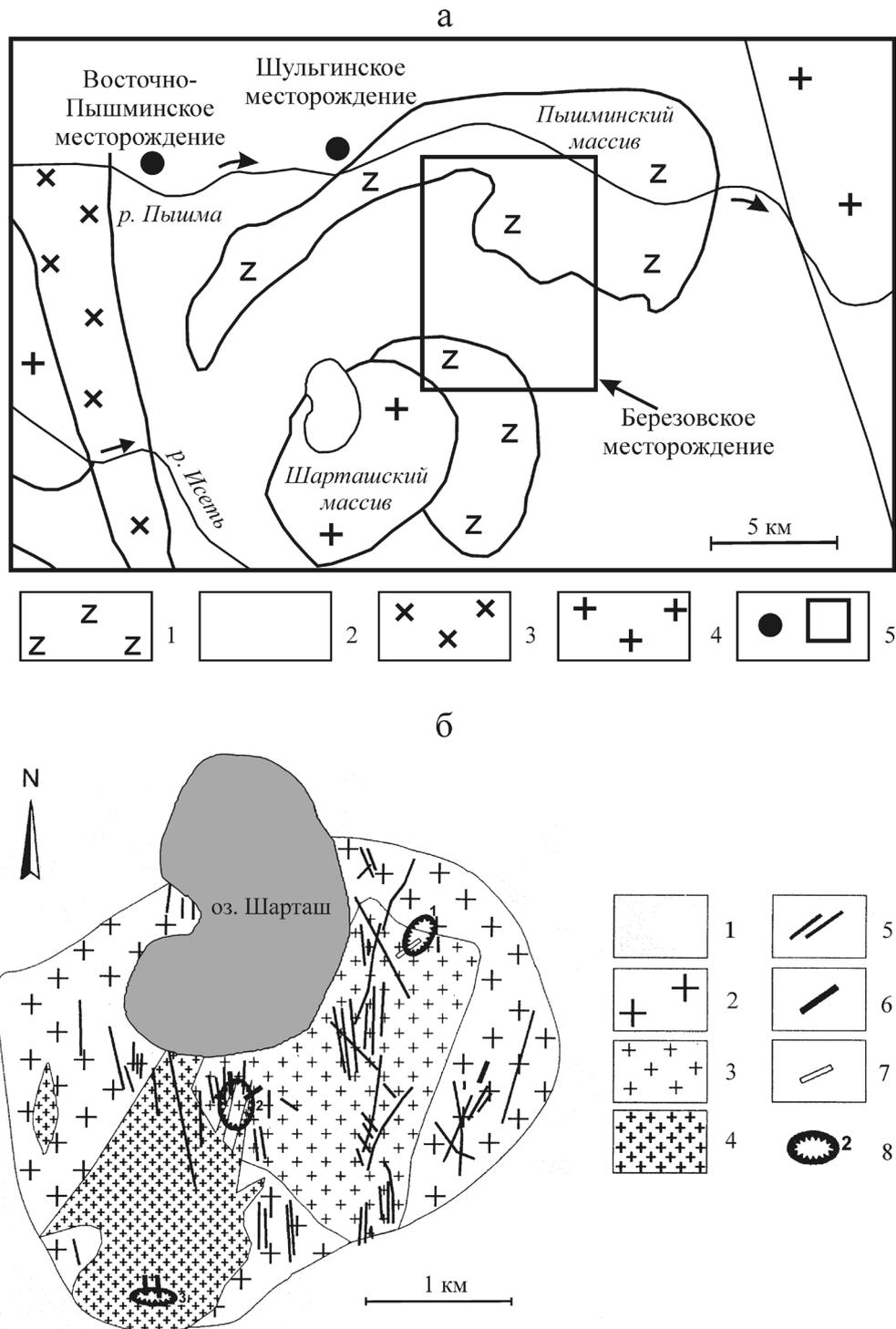


Рис. 3. Схема геологического строения объекта исследований № 2, включающего Восточно-Пышминское, Шульгинское, Березовское золоторудные месторождения (а) и участок детализации, расположенный юго-западнее Березовского месторождения (б), по [6] и [17].

а: 1 – гарцбургиты океанические, серпентинизированные; 2 – вулканиты, редко-осадочные образования преимущественно островодужные; 3 – диориты; 4 – граниты.

б: 1 – породы кровли; 2–4 – граниты первой (2), второй (3) и третьей (4) интрузивных фаз; 5–7 – дайки: 5 – гранитоид-порфиры, 6 – керсантиты, 7 – минетты; 8 – гранитные карьеры: северный – Изоплитский, центральный – Шарташский, южный – Сибирский.

горитовых серпентинитах, сопровождаются ореолами лиственитизации.

Объект №3 (месторождение Муртыкты, рис. 1, № 3). Это золотополиметаллическое месторождение, расположенное в Башкирии. Оно представлено тремя зонами развития золотополиметаллической минерализации, мощностью от первых дециметров до 30–60 м и протяженностью в первые сотни метров. Зоны контролируются разломами северо-восточного простирания, в которых интенсивно проявлены дробление, рассланцевание и гидротермально-метасоматическая трансформация пород. Последняя представлена пропицитизацией (более ранняя) и лиственитизацией. На месторождении развиты островодужные колчеданосные вулканы, а также субвулканы андезитового и андезит-дацитового состава (D_2). Кроме того, для месторождения характерны кремнистые образования и дайки диабазов и габбро-диабазов.

Объект №4 (Уфалейский, Южный Урал, рис. 1, № 4). Расположен на Среднем Урале, в Уфалейском гнейсово-амфиболитовом комплексе. В связи с выполненными здесь многочисленными исследованиями (Г.А. Кейльман, А.И. Белковский, Е.П. Мельников, К.С. Иванов, авторы настоящей работы и мн. др.) показано, что этот комплекс представляет собой сложное гетерогенное геологическое образование, сформированное на древней континентальной коре за счет неоднократной активизации тектонических, магматических и метаморфических процессов – от рифея до времени проявления поздней (240 млн. лет) коллизии. Это обусловило развитие в его пределах полигенного и полихронного оруденения (минерализации). Здесь установлены месторождения титаномагнетитов, редкоземельных пегматитов и альбититов, кальцитовых и кальцит-доломитовых метасоматитов, минерализованных РЗЭ и метасоматических Fe-кварцитов, слюдяных (мусковитовых) и керамических пегматитов, поздних (коллизийных) калишпатитов, грейзенов с молибденитом, кварц-жилных образований с гранулированным кварцем и др. В последнее время [24] около некоторых кварцевых жил обнаружены ореолы эйситизации и березитизации. Их образование связано с коллизийными гранитоидами. Подчеркнем, что практически все месторождения, известные в пределах комплекса, приурочены к шовным зонам [16, 24]. Нашей задачей являлось изучение и характеристика геохимии РЗЭ при формировании альбититов, кальцитовых метасоматитов, березитов и эйситов.

Интересующихся в целом проблемой гнейсово-амфиболитового комплекса адресуем к [24].

На рассматриваемом объекте развит ряд шовных зон, прошедших длительную и сложную историю (кроме рифтогенеза здесь широко и интенсивно проявилась двухэтапная коллизия), что обусловило появление здесь полигенных и полихронных

вещественных комплексов, включая рудные [16]. Гистограмма распределения цифровых значений возрастов магматитов, метаморфитов и послемагматитов рассматриваемого комплекса представляет собой четырехвершинную кривую, “пики вершин” которой отвечают возрастам: 1290, 430, 370, 310 млн. лет. Этому возрасту отвечает формирование гнейсово-амфиболитового комплекса, офиолитов, гранитов рапакиви, а также калишпатовых (“разломных”) метасоматитов с урановой минерализацией. Заканчивается щелочной гидротермальный процесс отложением кальцита [12, 24]. Распределение РЗЭ в кальцитовых телах характеризуется высоким содержанием РЗЭ Y-группы и Y, что характерно для послемагматитов, связанных с субщелочными и щелочными гранитоидами [3, 7]. И.Л. Недосековой [23] впервые был получен спектр распределения РЗЭ в этих образованиях. Однако она, как и другие исследователи [4, 18 и др.] отнесла их к карбонатитам. Второй “пик” – формирование массивов дунит-клинопироксенитовой серии, а также сиенитов и щелочных гранитов, с которыми генетически связаны альбититы с редкометальной минерализацией. В это время претерпели перекристаллизацию рифейские калишпатиты и сопряженные с ними карбонатные метасоматиты. 370 млн. лет – это время ранней коллизии, образования массивов гранитоидов, метаморфитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, железистых кварцитов, плагиопегматитов, жил первично-зернистого кварца, эйситов и березитов с бедной сульфидной минерализацией и кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками. “Пик” 310 млн. лет – формирование нормальных гранитов, метаморфитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, пегматитов и грейзенов с редкометальным оруденением и жил вторично-зернистого кварца.

В пределах рассматриваемого метаморфического комплекса, в карьерах по жилам гранулированного кварца № 101 и № 175 в пространственной и генетической связи с раннеколлизийными гранитоидами нами [38] установлены эйситы и березиты. Эйситы, по сравнению с березитами, являются более высокотемпературными образованиями, что показано геологическими наблюдениями [15, 19, 35], а также экспериментами по эволюции минеральных парагенезисов, отвечающих березит-лиственитовой и эйситовой формациям для варианта – вполне подвижного состояния K и изменяющихся T и CO_2 [26, с. 158]. Характеризуемый объект является одним из базовых для изучения поведения РЗЭ в процессах березитизации и эйситизации.

Объект №5. Включает родингиты Баженовского альпинотипного массива ультрабазитов (рис. 1, № 5-А, Средний Урал) и хлограпиты золоторудного месторождения Золотая гора (рис. 1, № 5-Б, Южный Урал [19, 22 и др.]). Баженовские родингиты являются типичными аподайковыми образо-

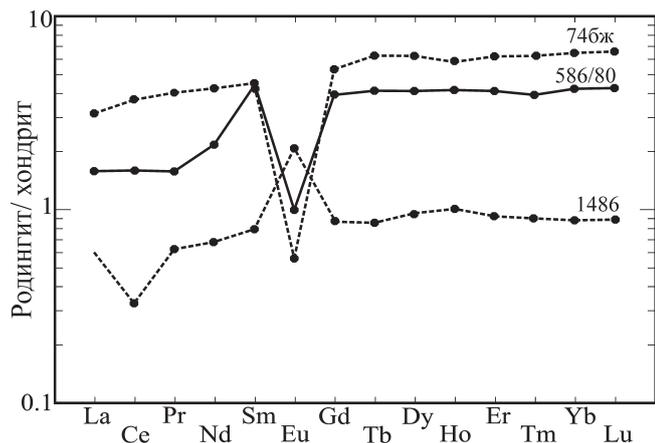


Рис. 4. Характер распределения РЗЭ в родингитах Баженовского массива серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов, по [20].

74-бж и 1486 – родингит клинопироксен-гранатового состава; 586/80 – гранат-пироксеновый родингит (пироксен преобладает).

ваниями (преимущественно по диоритам и габбро), что подтверждается уровнями концентрации РЗЭ в родингитах, характером их распределения, а также наличием отчетливо выраженной Eu аномалии (рис. 4) отрицательной – для диоритов и положительной – для габбро). Породы сохраняют признаки незначительного участия в их образовании серпентинитов, вмещающих дайки [1]. Родингиты отличаются широким распространением в экзо- и эндоконтактах массивов альпинотипных ультра-

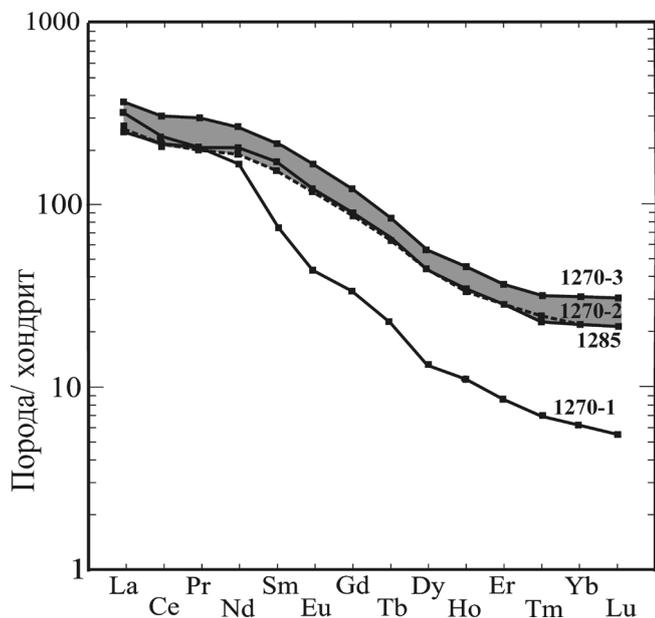


Рис. 5. Характер распределения РЗЭ в хлограпитах золоторудного месторождения Золотая гора (Южный Урал), по [20].

1270-3, 1285 – хлограпит ранний; 1270-2 – гранат-диопсидовый метасоматит; 1270-1 – то же, но перекристаллизованный.

трабазитов в связи с разломами; “родингитизирующий” флюид связан с гранитным (“незолотоносным”) магматизмом, чем и обусловлена практически нулевая перспективность его (флюида) производных по Au [40].

Хлограпиты, в отличие от родингитов, распространены крайне незначительно и иногда концентрируют золото в промышленных скоплениях (на Урале, кроме месторождения Золотая гора, известны рудопроявления – Мелентьевское, Моховое болото, Салатимского разлома [22]).

Месторождение Золотая гора – это серия эшелонированных золотоносных хлограпитовых жил, локализующихся в Карабашском массиве серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов. Общая протяженность серии около 3 км. Длина отдельных жил достигает 300–700 м при средней мощности 4 м (в раздувах до 10 м). Простираются жилы близко к субмеридиональному. Хлограпиты золотоносны, в прошлом эксплуатировались. Золото сосредоточено, главным образом, в хлоритовых метасоматитах, а также в диопсидовых и хлорит-кальцитовых прожилках, рассекающих тела хлограпитов. Золото Hg- и Cu-содержащее сформировалось при $T = 390\text{--}420^\circ\text{C}$ [21, 22]. Хлограпиты же (минеральный парагенезис гранат + диопсид, по данным Л.П. Плюсониной, и др., [28]) возникают при $T = 370\text{--}450^\circ\text{C}$ и $P = 2\text{--}4$ кбар. Этим подтверждается, что выделение золотохлограпитовой формации [35] является вполне обоснованным. Это подтверждено к тому же последними исследованиями В.В. Мурзина [20]. Тела хлограпитов образуются как метасоматическим путем, так и выполнением открытых полостей.

Данные В.В. Мурзина [20] свидетельствуют о существенном привносе РЗЭ (вплоть до образования собственно редкоземельных минералов) при хлограпитизации серпентинитов (рис. 5). Привнос лантаноидов происходил также при образовании хлоритолитов, тесно сопряженных с родингитами; серпентиниты около тел родингитов “насыщались” редкоземельными элементами, что хорошо видно на рис. 6.

Обычно же [39] содержания РЗЭ в метасоматитах (пропилитах, эйситах, гумбеитах, березитах, лиственитах и др.) и их эдуктах отчетливо коррелируются; другими словами, уровень концентрации РЗЭ в метасоматитах задается таковым в их эдуктах. Но в таком случае, естествен вопрос: что обусловило высокую концентрацию РЗЭ во флюиде, вызвавшим хлограпитизацию серпентинитов Золотой горы? Сегодня по этому поводу могут обсуждаться следующие варианты.

1. Источником РЗЭ могут быть коллизионные щелочные сиениты, известные в районе Золотой горы, а также метасоматиты кварц-рибекит-карбонатного состава (карбонатиты, по В.А. Попову и Г.Г. Кораблеву [20]), которые обладают черта-

ми сходств (по минеральному составу и геохимии) с булдымскими метасоматическими карбонатитами, локализующимися в трансформированных карбонатитах [23].

2. Щелочные сиениты и карбонатиты Золотой горы могут быть разновозрастными с таковыми ильмено-вишневогорского щелочного комплекса, возраст которого 440 млн. лет [52]. В этом случае “хлограпитизирующий” флюид мог обогатиться РЗЭ за счет контакта с указанными РЗЭ-носными образованиями.

3. Источником РЗЭ мог быть габбро-диоритовый комплекс, с массивами которого в рассматриваемом рудном районе известен ряд небольших золоторудных месторождений (Наилинское, Тьелгинское и др.); геодинамическая обстановка формирования этого комплекса отвечает позднеостроводужной-раннеколлизийной стадии развития Уральского региона – данные Е.А. Зиньковой, В.В. Холоднова [10] и материалы наших исследований.

В последнее время хлограпиты Золотой горы датированы Sm-Nd методом (368 ± 12 млн. лет, изохронный вариант, В.В. Мурзин, Ю.Л. Ронкин, 2007 г.). Указанная величина возраста позволяет вполне определенно полагать раннеколлизийную природу этих образований. Кстати, подчеркнем, что их образование в коллизийной обстановке доказывается в [11], с одной стороны, из общегеологических представлений о геологической истории развития района Золотой горы, а с другой, – базирясь на результатах геолого-структурного анализа рудных тел (минерализованные хлограпиты) одноименного золоторудного месторождения.

Объект № 6 (рис. 1, № 6). Гумбейское рудное поле, расположенное на Южном Урале, в 400 км к югу от г. Магнитогорска. Рудное поле включает два месторождения вольфрама – Бурановское (у пос. Ново-Буранный), Балканское (в 2 км к западу от пос. Балканы) и ряд незначительных рудопроявлений. Шеелит – главное полезное ископаемое рудного поля – связан с кварцевыми жилами, обычно содержащими то или иное количество калишпата. Жилы сопровождаются ореолами гумбеизации [19, 43]. Заметим, что гумбеиты известны не только на вольфрамовых, но и на молибденовых и урановых месторождениях [27, 35 и др.]. В ряде регионов (Центральный Алдан, Западный Узбекистан (месторождение Чармитан), Урал (рассматриваемое рудное поле и др.)) в связи с кварцевыми жилами, сопровождающимися гумбеизацией, установлено золотое оруденение. Обычно значимость его не выходит за пределы минералогических находок. В то же время, аналогичные жилы, но сопряженные с метасоматитами промежуточного между гумбеитами и березитами минерального состава (калишпатсодержащие березиты или серицитсодержащие гумбеиты), могут содержать зо-

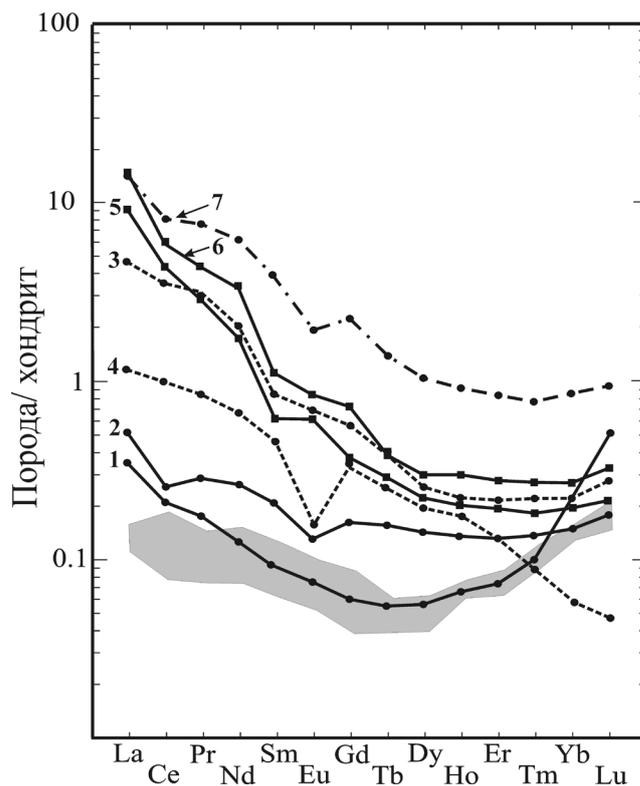


Рис. 6. Характер распределения РЗЭ в серпентинитах и хлоритовых метасоматитах золоторудного месторождения Золотая гора, по [20].

1 – антигритовый серпентинит в удалении от тел хлограпитов; 2 – то же, карбонатизированный; 3 – хлоритовый метасоматит из контакта с хлограпитом; 4 – то же, но с прожилками средне- крупнозернистого хлорита; 5, 6 – хризотил-лизардит-антигритовый серпентинит в 1.5 м от контакта с телом хлограпитов; 7 – антигритовый серпентинит в 1 м от контакта с телом хлограпитов. Залитый контур – лизардитовый апогарцбургитовый серпентинит Кемпирсайского массива альпинотипных ультрабазитов (Южный Урал).

лотую минерализацию вплоть до промышленных масштабов (подробнее об этом – в [37 и др.]).

Развитие в породах гумбеизации – благоприятный признак для поисков на W, Mo и U. На рассматриваемом объекте гумбеизация развивается по субщелочным сиенито-диоритам. Щелочность их уменьшается от центра к периферии массива. Эрозией вскрыта лишь их апикальная часть.

По [47], массивы контролируются трансформным разломом субширотной ориентировки. Нами [39] предложен другой вариант – в условиях “косо” коллизии этот разлом мог сформироваться как структура отрыва, возникшая при субмеридианальных сдвигах на границах блоков горных пород. Возраст гумбейских сиенитоидов – граница С и Р – 285 ± 5 млн. лет (Rb-Sr-метод [8]). Они моложе массивов тоналит-гранодиоритовой формации Южного Урала (граница С₁ и С₂ – 349 ± 2 млн. лет, Rb-Sr-метод [32]). По [47], вмещающий сиенитоиды комплекс представлен позднедевонскими базальтами и андезибазальтами.

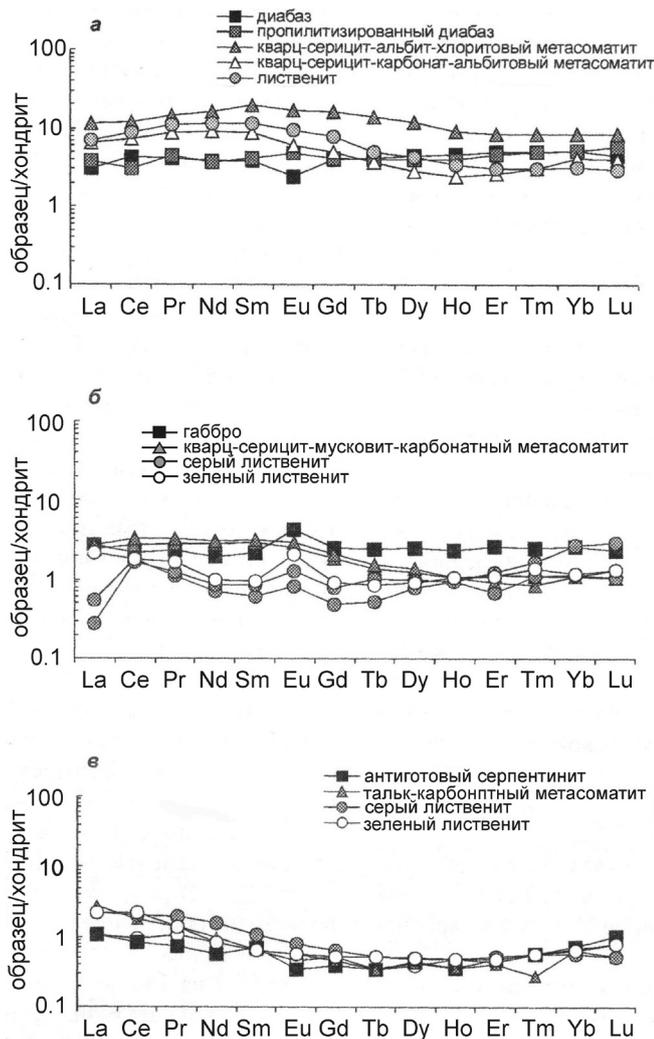


Рис. 7. Трансформация спектров распределения РЗЭ в процессе пропилитизации и лиственитизации диабаза (а), лиственитизации габбро (б) и антигоровитового серпентинита (в), по [6].

Метасоматические колонки, представленные на рис. 7а, в, относятся к “рудному”, а на рис. 7б – к “нерудному” типам. Пояснения в тексте.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕДЕНИЯ (ГЕОХИМИЯ) РЗЭ В НИЗКО-СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Эта характеристика построена таким образом. За основу взята кислотность-щелочность метасоматизирующего флюида. Далее, одним из важнейших параметров, определяющих развитие гидротермально-метасоматического процесса, является кремнекислотность-основность среды минералообразования. Учитывая это, мы стремились изучить спектры распределения РЗЭ в породах существенно различающихся по минеральному и химическому составу (от ультраосновных до кислых), а затем охарактеризовать “динамику” трансформа-

ции их (спектров) в результате развития указанных процессов.

Спектры РЗЭ в различных по составу породах и их трансформации при метасоматозе

В этом разделе рассмотрим метасоматические колонки в порядке нарастания щелочности их эдуктов, а также, метасоматические кварциты и кварц-жильные образования различного генезиса.

Колонки березитизации-лиственитизации. Изучены на примере объектов № 2–4, 6. При этом основные материалы использованы по объекту № 2. Они опубликованы в [33–36], в связи с чем здесь приводятся в краткой форме только новые данные и базовые сведения, необходимые для обоснования наших представлений и выводов.

Развитие процесса березитизации-лиственитизации в породах кислого-ультраосновного состава обуславливает формирование трехчленных метасоматических колонок. Венчаются они, как правило, кварцевой или кварц-карбонатной жилой. Отчетливо выделяются два типа жил – ранние и поздние, секущие березиты и листвениты. Это определяется характером развития тектоники на вполне определенных месторождениях. Причины появления секущих жил хорошо проиллюстрированы в ряде работ С.Е. Знаменского [11]. Внутренняя зона, в зависимости от состава эдукта, представлена парагенезисами кварц + серицит (или фуксит, парагонит) + доломит-анкерит (или магнезит-брейнерит, иногда, кроме того, кальцит); в промежуточной зоне появляется альбит (или хлорит, тальк); во внешней зоне в зависимости от исходных пород образуются хлорит, тальк, калиевый полевошпат. Минеральная и химическая трансформация пород различного состава в березиты-листвениты охарактеризована в работах [33, 34 и др.], поэтому здесь приводятся только сведения, необходимые для решения конкретных задач.

Поведение РЗЭ при березитизации-лиственитизации пород кислого-основного состава охарактеризовано раньше [36]. К сожалению, практически все колонки представляют золоторудные месторождения, на которых они являются интегральными образованиями, сформировавшимися в результате проявления двух стадий развития гидротермального процесса: ранней, кислотной и поздней, щелочной. Колонки, в которых проявилась только кислотная стадия, редки (получили название “безрудных”) и те из них, где проявились обе стадии или же только щелочная (получили название “рудных”) принципиально отличаются по распределению в эдуктах и метасоматитах РЗЭ [6, 36] (рис. 7). При развитии кислотной стадии гидротермального процесса все эти элементы выносятся. Этот вывод хорошо согласуется с данными других исследователей, например, по рудным полям медно-порфирового типа [9], а также по площадям развития кислых минеральных пара-

генезисов в метаморфических комплексах [48, 53]. Такое же поведение в кислотной системе было установлено для Au в колонках нерудного типа, образовавшихся при березитизации-лиственнитизации пород самого различного состава [34]. Если к анализу спектров РЗЭ в колонках рудного типа, приведенных в работах [6, с. 43; 36, с. 117] подойти формально, то можно констатировать, что в них легкие РЗЭ выносятся, а средние и тяжелые – накапливаются. Если учесть двухстадийность развития рудных колонок, то приходим к следующим заключениям: первое – вынос РЗЭ произошел в период развития метасоматитов в кислотную стадию; второе – привнос тяжелых (отчасти и средних) РЗЭ происходил в щелочную (рудную) стадию их (колонок) формирования; третье – наблюдается практически полное совпадение поведения тяжелых РЗЭ и Au в щелочную стадию. Из приведенных данных следует, что в кислотную стадию все РЗЭ выносятся, в щелочную стадию продолжается вынос легких РЗЭ, тяжелые их разности накапливаются, а средние – ведут себя по разному: привносятся или выносятся в зависимости от места, занимаемого в ряду лантаноидов. Более детальную информацию см. в [9, 36]. Подчеркнем, что в [9] приведены данные о сильном влиянии кислотности среды минералообразования на качественный минеральный состав метасоматитов, состав их минеральных парагенезисов и распределение РЗЭ. Важно заметить, что по мере увеличения кислотности флюида растет вынос РЗЭ и, кроме того, с какой-то величины этого параметра появляется Eu-аномалия (отрицательная). В связи с появлением новых данных по спектрам РЗЭ в колонках развития тальк-карбонатных пород по антигоритовым серпентинитам на Шабровском тальковом месторождении [2], следует внести некоторые пояснения в колонку лиственнитизации антигоритовых серпентинитов, в которой одним из членов ее зональности являются тальк-карбонатные метасоматиты (данных по распределению РЗЭ в них у нас нет).

Согласно указанной работе, в первых колонках при образовании этих метасоматитов РЗЭ привносятся. Далее, первые тальк-карбонатные породы образовались по сравнению со вторыми при большей T и глубинности [25, с. 73], которая проявляется в гидротермальном процессе через pH и T флюида [14, 34]. В шабровских тальк-карбонатных породах несколько увеличивается сумма содержаний РЗЭ по сравнению с серпентинитами и в них сохраняется положительная Eu аномалия (наследуется от серпентинитов). Все это свидетельствует об образовании таких метасоматитов в условиях щелочной среды. Что же касается тальк-карбонатных пород колонок лиственнитизации, то они формировались при лиственнитизации серпентинитов (в условиях кислой среды). Это доказывается выносом РЗЭ в этом процессе и уничтожением положительной Eu аномалии в процессе формирования серых и

зеленых лиственитов (см. [36, с. 117]). Рассмотренные данные по тальк-карбонатным породам — свидетельство важного значения pH для формирования типа трансформации спектров РЗЭ в гидротермальном процессе.

Колонки гумбеизации и эйситизации гранитов и сиенитов. Исследования проведены в пределах Шарташского и Изоплитского гранитных карьеров (рис. 3б) и на Бурановском и Балканском вольфрамовых месторождениях Гумбейского рудного района (рис. 6), локализующихся в Новобурановском сиенитовом массиве. Отмеченные субщелочные граниты и сиениты [5] имеют коллизионную природу.

Метасоматиты, связанные с шарташскими гранитами, в направлении от ранних к поздним выстраиваются в такой ряд: гумбеиты–эйситы–березиты-листвениты (в том числе парагонитовые)–пиррофиллитсодержащие метасоматиты–существенно кварцевые метасоматиты. Метасоматиты, сформированные в связи с сиенитовыми массивами, располагаются зонально относительно центра интрузивного магматизма: гумбеиты (приурочены к самим массивам), с продвижением от них в породы кровли (и с глубоких горизонтов к поверхности) сменяются эйситами, а последние – кварц-серпичитовыми метасоматитами. В [35] показано, что “движущей” силой возникновения указанной метасоматической зональности являются: повышение PT -параметров и щелочности флюида по мере приближения к названным интрузивам; проявление эффекта дросселирования; “валовой” характер изменения K/Na отношения во флюиде во времени и пространстве; характер развития трещиноватости (сверху вниз или снизу вверх), контролирующей локализацию метасоматитов. Перечисленные условия образования метасоматической зональности подтверждаются материалами по другим регионам [37].

Ниже характеризуется поведение РЗЭ в колонках гумбеизации и эйситизации указанных выше магматитов по материалам работы [39]. Эйситизация и гумбеизация гранитов происходят при сходном поведении лантаноидов – средние и тяжелые РЗЭ при этом выносятся, а легкие – накапливаются. Противоположно поведение в этих процессах самария: при эйситизации он накапливается, а при гумбеизации – удаляется из системы. При гумбеизации сиенитов, а также при эйситизации плагиогранитов и биотитовых гнейсов Уфимского гнейсово-амфиболитового комплекса [36] миграция РЗЭ незначительна, причем легкие их разности (вплоть до Sm) **накапливаются в системе.** При эйситизации гранитов идет вынос всех РЗЭ. При гумбеизации сиенитов подвижность лантаноидов весьма мала. Их поведение близко к неподвижному. На таком фоне отмечается незначительный вынос Eu и привнос РЗЭ в ряду от Tb до Tm. В целом отметим, что вынос РЗЭ из гранитов по сравнению с сиенитами

при развитии в тех и других гумбеизации и эйситизации более существенный.

РЗЭ в колонках родингитизации и хлограпитизации. Различие родингитов и хлограпитов по условиям локализации, исходным субстратам, металлогенической и геохимической специализации кратко охарактеризовано выше; детально оно рассмотрено в работах [19, 35 и др.]. Здесь же подчеркнем, что различия между этими метасоматитами отчетливо наблюдаются по характеру распределения лантаноидов (рис. 4–6). Для родингитов отметим две особенности: первая – содержание РЗЭ в метасоматитах и их эдуктах корреспондируются, вторая – Eu аномалии исходных пород (диоритов и габбро) наследуются родингитами (ср. рис. 4 и 7б).

При хлограпитизации и хлоритизации антигортитовых серпентинитов происходит значительный привнос РЗЭ, особенно легких (рис. 5, 6, 7в). Причины различного поведения лантаноидов при родингитизации и хлоритизации рассмотрены выше при характеристике объекта № 5.

РЗЭ в кварцитах (метасоматических) и кварц-жильных образованиях. Исследования проведены в пределах Изоплитского и Шарташского гранитных карьеров (рис. 3б) и на Бурановском и Балканском месторождениях (Новобурановский сиенитовый массив, Гумбейский рудный район (рис. 1, № 6), отработанных на вольфрамовое сырье (шеелит). Оба массива имеют коллизионную природу и Au-Mo-W-специализацию. В работах [29, 30] проведено сопоставление спектров распределения РЗЭ в метасоматических кварцитах и кварц-жильных образованиях различных онтогенических и генетических типов, а также в породах, исходных для метасоматических образований и вмещающих кварцевые жилы выполнения. В результате получены следующие выводы.

1. На спайдер-диаграммах всех образований отчетливо проявлена Eu-аномалия. Она наследуется, с одной стороны, от эдуктов (в уфалейском гнейсово-амфиболитовом комплексе – прежде всего от гнейсов и в меньшей мере – от амфиболитов, в Светлинском рудном поле, Кочкарский район, Южный Урал, – от кристаллических сланцев), а с другой – может объясняться выносом этого элемента кислым флюидом (последнее обосновано теоретически и подтверждено экспериментами, показавшими, что Eu – наиболее подвижный элемент из лантаноидов и особенно в кислых средах [13] и изучением колонок кислотного выщелачивания [36]).

2. Для кварцевых жил выполнения кислотность среды минералообразования определяется главным образом составом воздействующего флюида (“реакция” флюида с боковыми породами слабая или отсутствует).

3. Спайдер-диаграммы распределения РЗЭ во всех указанных образованиях объединяются в две группы [29, с. 221, 222], одна из которых отвечает уфалейскому гнейсово-амфиболитовому комплек-

су и характеризуется “повышенным” содержанием РЗЭ, а другая отвечает светлинскому рудному полю (с развитием в кристаллических сланцах гранитных пегматитов и кварцевых жил) и характеризуется “пониженным” содержанием РЗЭ. Причины этого нами видятся в следующем. Первое – различные по составу комплексы вмещающих пород (см. выше), второе – различный состав флюида (в первом случае он хлоритипный, обусловленный гранитоидным магматизмом раннеколлизионной природы, а во втором – фторотипный, связанный с нормальными гранитами позднеколлизионной природы). Некоторые кварцевые жилы Светлинского рудного поля (Калиновская, например) занимают промежуточное положение между указанными жилами. Это объясняется их раннеколлизионным возрастом.

4. Главными параметрами, контролирующими распределение РЗЭ в изученных образованиях, являются рН и *T* гидротермальной системы. Роль давления существенна при образовании кварцевых жил с особо чистым гранулированным кварцем [30].

Грануляция кварца (раннеколлизионных жил выполнения и метасоматических кварцитов) приводит к “очистке” его от элементов-примесей, включая и РЗЭ. Развитие мелкозернистого (метасоматического, так называемого “егустинского” на Южном Урале) кварца обуславливает тот же эффект в кварце гранулированных кварцевых жил.

РЗЭ В МИНЕРАЛАХ МЕТАСОМАТИТОВ И ИХ ЭДУКТАХ

Изученные в отношении РЗЭ минералы метасоматитов различных формаций (пропилитовой, гумбеитовой, эсцитовой, березит-лиственитовой), а также альбититов, метасоматических кварцитов и кварцевых жил различного генезиса охарактеризованы в работах [30, 36, 37, 44 и др.]. В связи с этим, здесь приведем лишь принципиальные данные из указанных работ.

В пропилитизированных породах изучены спектры распределения лантаноидов в четырех минералах – актинолите, эпидоте, хлорите и кальците. Эпидот среди них главный минерал-концентратор РЗЭ – в нем их содержание на порядок и более выше, чем во всех других минералах. Это вполне объяснимо, так как в природе имеется его редкоземельный структурный аналог – ортит. Схема изоморфизма в данном случае имеет вид $TR^{3+}Fe^{2+} \rightarrow 2.5Ca^{2+}$ или (реже) $Na^{+}TR^{3+} \rightarrow 2Ca^{2+}$. В эпидоте отмечена незначительная Eu аномалия. В остальных трех из перечисленных минералов спектры распределения РЗЭ близки. Для всех из них характерна отрицательная Eu аномалия. Последняя выявлена также и в эдукте пропилитов. У эпидота и кальцита проявлена тенденция повышенного содержания тяжелых РЗЭ; у хлорита наблюдается обратная тен-

денция. Во внешней зоне колонок лиственитизации пропилитизированных пород основного состава главными минералами являются хлорит и анкерит. Распределение РЗЭ в них дугообразное: слабо повышенные концентрации характерны для средних лантаноидов, а пониженные – для легких и тяжелых. **Eu аномалия для них не характерна.** Анкерит и альбит – главные минералы промежуточной зоны рассматриваемых метасоматических колонок. В альбите хорошо проявлена **Eu аномалия**; содержания РЗЭ колеблются незначительно; кривая их распределения очень слабо наклонена в сторону тяжелых лантаноидов. Анкерит отличается пониженным содержанием лантана, повышенным количеством РЗЭ в интервале от **Се до Tb и вновь** повышенным – до Yb, содержание Lu повышено. Во внутренней зоне лиственитизации пород основного состава основными типоморфными минералами являются серицит и анкерит. Спектры распределения РЗЭ в них подобные – повышенные концентрации отмечаются в ряду от **La до Nd, затем** содержания лантаноидов заметно уменьшаются. Карбонаты в колонках лиственитизации основных пород развиваются в последовательности: кальцит– доломит–анкерит–брейнерит. В кальците замещение Ca на РЗЭ происходит по схеме $2TR^{3+} \rightarrow 3Ca^{2+}$. Эта же схема работает в случае анкерита. В брейнерите отмечается повышенное содержание тяжелых РЗЭ, что обусловлено сходством радиусов ионов РЗЭ и двухвалентного железа. В слюдах (сериците, мусковите, фенгите, биотите) изоморфное вхождение РЗЭ может идти по следующим двум схемам: $TR^{3+} + Mg^{2+} \rightarrow Ca^{2+} + Al^{3+}$, $TR^{3+} + Fe^{3+} \rightarrow Ca^{2+} + Ti^{4+}$. В эйситизированных амфиболитах максимальные содержания РЗЭ отмечены в эпидоте, а минимальные – в кальците (в нем отчетливо выражена отрицательная Eu аномалия) и анкерите. В амфиболите минералом-концентратором РЗЭ является не только эпидот, но также амфибол. В нем в спектре РЗЭ в ряду от **La до Nd содержания элементов понижаются**, затем кривая распределения лантаноидов резко уходит вверх, вплоть до Lu. В минералах колонки эйситизации амфиболитов – плагиоклазе, биотите, мусковите, альбите, хлорите, анкерите – распределение РЗЭ, как минимум, подобное; для всех характерна отрицательная Eu аномалия.

Серпентинизация гарцбургитов, видимо, может осуществляться в системах минералообразования, характеризующихся несколько различными рН. Во всяком случае, на Шабровском тальковом месторождении (Средний Урал) серпентинизация и развитие тальк-карбонатных пород происходит с образованием незначительной положительной **Eu аномалии** [2]. Это, в сравнении с серпентинизацией и лиственитизацией ультрабазитов, сопровождающихся выносом РЗЭ и уничтожением положительной Eu аномалии (свидетельство кислой среды минералообразования), говорит о более низкой кислотности

названной среды. Фуксит и брейнерит лиственитов отличаются низкими содержаниями РЗЭ. Причем в фуксите проявлена тенденция к снижению концентрации этих элементов в направлении от легких их разностей к тяжелым. В брейнерите содержание тяжелых РЗЭ несколько выше, чем легких. Для плагиоклаза (и альбита) в распределении РЗЭ характерно следующее. Устанавливается во всех случаях отрицательная Eu аномалия. Для линии спектров распределения лантаноидов характерен пологий наклон в сторону тяжелых их разностей. В альбите количество РЗЭ почти на порядок больше по сравнению с плагиоклазом. Устанавливается во всех случаях отрицательная **Eu аномалия.** Для спектров распределения лантаноидов характерен пологий наклон в сторону тяжелых их разностей.

Теперь кратко рассмотрим особенности распределения РЗЭ в кварце кварцевых жил различного генезиса. Все они характеризуются низким уровнем содержания РЗЭ. Причем последний сильно зависит от содержания лантаноидов во вмещающих породах. Во всех жилах хорошо выражена отрицательная Eu аномалия – результат их формирования в кислой среде минералообразования.

Зная состав минеральных парагенезисов, количественный минеральный состав исходных пород и метасоматитов, возникающих в низкотемпературном гидротермально-метасоматическом процессе, а также содержание РЗЭ в эдуктах, продуктах и минералах тех и других, естественно, можно рассчитать минеральный баланс редких земель во всех этих образованиях, тем самым определить “динамику” трансформации спектров этих элементов по мере развития названного процесса. Примеры такого расчета приведены в работе [37, с. 99] для случаев лиственитизации пород ультраосновного, основного и среднего состава. Кратко остановимся на сути полученных при этом результатов. Ультраосновная порода представлена антигоритовым серпентинитом. Основные минералы-концентраторы РЗЭ в нем – магнетит и хромшпинелид, минерал-носитель – антигорит. При лиственитизации этой породы количество магнетита и хромшпинелида уменьшается, носителями указанных элементов становятся тальк и магнетит-брейнерит. Последний остается минералом-носителем и в листвените, минералами-концентраторами в котором являются реликтовые магнетит и хромшпинелид. В эдуктах колонок березитизации-лиственитизации пород основного-среднего состава (до развития этого процесса они были пропилитизированы) минералами-концентраторами являются актинолит, эпидот, альбит и магнетит, а минералами-носителями – первые два минерала и в меньшей мере – амфибол. Березитизация-лиственитизация указанных пород заключалась в развитии доломит-анкерита (реже – брейнерита), серицита и кварца по эпидо-

ту, актинолиту и хлориту. При этом минералами-концентраторами РЗЭ становятся серицит и карбонат; первый является и носителем. Для карбонатов колонок березитизации-лиственитизации основных и средних пород отмечена следующая закономерность: лантаноиды максимально сконцентрированы в кальците, меньше их в анкерите, минимальное содержание характерно для железисто-магнезиальных разностей.

В целом, “динамика” распределения РЗЭ в метасоматических колонках, образованных по породам различного состава в условиях низкотемпературной системы минералообразования определяется суммарным содержанием в них (эдуктах, метасоматитах, минералах) этих элементов, а также набором минералов-концентраторов и носителей. Распределение же лантаноидов в минералах метасоматитов определяется такими параметрами, как тип гидротермального раствора (по Cl, F, CO₂, K, Na и др.), его pH, *T* (отчасти *P*), а также степенью окисленности [6] и изоморфной емкостью минеральных фаз.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Теоретические и экспериментальные исследования геохимии РЗЭ в гидротермальном процессе [3, 7, 13, 50, 51, 54 и др.] показали, что спектры распределения легких их разностей близки к таковым у калия, а тяжелых – у двухвалентного железа, марганца и натрия, что определяется близостью радиусов их ионов. У кальция этот параметр таков, что он может замещаться и легкими и тяжелыми лантаноидами. Все это подтвердилось в результате изучения нами многочисленных метасоматических колонок, сформировавшихся при развитии низко-среднетемпературного гидротермально-метасоматического процесса в самых различных по составу породах.

Поведение РЗЭ в гидротермально-метасоматической системе (в указанном температурном интервале) в существенной мере определяется величиной pH в ней. Это убедительно показано в [13 и др.], а также проиллюстрировано выше при характеристике метасоматических колонок, возникших в кислой и щелочной системах минералообразования. Проиллюстрируем это двумя примерами. Первый – возникновение **Eu отрицательной аномалии в спектрах распределения РЗЭ в метасоматитах, образованных при кислотном выщелачивании**. Второй – возникновение двух подзон метасоматитов: внешней – альбито-олигоклазовой с мусковитом и кварцем (20 об. %) и внутренней – альбитовой с кварцем (30 об. %) при альбитизации амфиболитов. При развитии первой подзоны (относительно более щелочная среда) РЗЭ выносятся, а во второй (менее щелочная среда) – легкие РЗЭ накапливаются, тяжелые выносятся, средние остаются практически неподвижными.

В колонках березитизации-лиственитизации (по породам от кислого до ультраосновного состава) установлено три типа распределения РЗЭ: первый – вынос всех РЗЭ, в пределе появляется отчетливая отрицательная аномалия Eu; второй – накопление тяжелых РЗЭ в условиях щелочной среды (особенно отчетливо прослеживается в условиях пропилизации пород среднего и основного состава); третий характеризуется интегральным распределением РЗЭ в метасоматитах в связи с двухстадийным их развитием в условиях кислой (РЗЭ выносятся) и щелочной (накопление тяжелых РЗЭ) сред минералообразования. Третий тип распределения коррелирует с данными работы [7], в которой указано, что продукты поздней щелочной стадии развития гидротермального процесса обогащаются тяжелыми РЗЭ, и материалами экспериментов [42], показавшими, что в щелочной области гидротермального процесса существенно влияние pH на трансформацию спектров РЗЭ. В контексте со сказанным отметим, что согласно [3], зоны относительно обогащения легкими РЗЭ отвечают, как правило, фациям повышенной щелочности, но не всегда.

Уровень содержания РЗЭ в метасоматитах березит-лиственитовой, а также других формаций (например, в эйситах, гумбеитах, родингитах и др.), изученных нами, определяется главным образом содержанием их (РЗЭ) в эдуктах. Кварцевые жилы различного генезиса и метасоматические кварциты образовались в кислой среде минералообразования. Для них характерен вынос всех РЗЭ с образованием отчетливо проявленной **Eu аномалии**. В щелочных системах происходит значительный привнос РЗЭ, причем в безрудных колонках (пропилизация, альбитизация, хлоритизация и хлограпитизация) происходит преимущественное накопление легких РЗЭ. В рудных колонках на золоторудных месторождениях кварц-жильного типа привносятся преимущественно тяжелые РЗЭ.

Гумбеизация и эйситизация гранитов происходят при сходном поведении РЗЭ, особенно тяжелых и средних. В обоих случаях они выносятся, но при гумбеизации – более интенсивно; легкие лантаноиды при этом накапливаются. При гумбеизации сиенитов РЗЭ незначительно привносятся. Заметим, что при березитизации этих пород лантаноиды, наоборот, выносятся.

Европиевая отрицательная аномалия в метасоматитах – хороший индикатор кислой системы минералообразования. Эта аномалия может наследоваться от эдуктов, усиливаясь с ростом кислотности развития гидротермального процесса. Причем в ультракислой гидротермально-метасоматической системе отрицательная Eu аномалия может быть вновь образованной или же трансформированной из положительной.

Таким образом, данные, полученные нами при изучении поведения РЗЭ в низко-среднетем-

пературных гидротермальных условиях (на основе метасоматических колоннок по самым различным по составу породам), принципиально совпадают с результатами теоретического и экспериментального исследования геохимии этих элементов в гидротермальном процессе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании сравнения спектров распределения РЗЭ в метасоматических колонках, образованных при развитии низко-среднетемпературного гидротермального процесса в самых различных по составу горных породах (магматиты от кислых до ультраосновных, метаморфиты амфиболитовой и зеленосланцевой фации и др.) с образованием таких метасоматитов, как пропициты, гумбеиты, эйситы, березиты-листвениты, альбититы, кварциты, а также кварцевых жил различного генезиса (большей частью венчают развитие метасоматических ореолов) сделаны следующие основные выводы.

Уровень содержаний РЗЭ в метасоматитах пропилитовой, гумбеитовой, эйситовой, березит-лиственитовой формаций, а также в альбитизированных породах, метасоматических кварцитах и кварцевых жилах определяется главным образом таковым в их исходных породах. В магматитах, образовавшихся в одной и той же геодинамической обстановке, устанавливается прямолинейная зависимость между их кремнекислотностью и содержанием в них легких РЗЭ или суммы этих элементов.

Изменения в определенных пределах таких параметров системы минералообразования, как рН, T , в меньшей мере, P , влияют на распределение РЗЭ в метасоматитах колоннок, возникших при развитии низко-среднетемпературного гидротермального процесса. В связи с этим, следует с большой тщательностью создавать эталонные коллекции пород в пределах рудных полей с целью использования их для построения различных геолого-генетических и геодинамических моделей.

В кислой среде РЗЭ выносятся (очень “чувствителен” к ней Eu, который из всех лантаноидов наиболее подвижен и на спектрах распределения РЗЭ в метасоматитах нередко фиксируется в виде отчетливо выраженной отрицательной аномалии), в щелочной – происходит некоторый вынос легких и накопление тяжелых их разновидностей. Причем поведение РЗЭ в метасоматических процессах сильно зависит от изменения рН среды минералообразования (так, при альбитизации амфиболитов во внешней, менее кислой, подзоне все РЗЭ выносятся, а во внутренней, более кислой, легкие лантаноиды накапливаются, тяжелые – выносятся, поведение средних – близко к неподвижному).

На золоторудных мезотермальных месторождениях широко развиты метасоматиты березит-

лиственитовой формации, сопряженные с кварцевыми жилами. Среди последних выделяются “безрудные” и “рудные” разновидности. Первые формируются в кислую стадию развития гидротермального процесса, а вторые – в эту стадию и более позднюю, щелочную. Соответственно в “безрудных” метасоматических колонках распределение РЗЭ определяется их выносом, а в “рудных” оно интегральное: в кислую стадию РЗЭ выносятся, а в щелочную, наоборот, привносятся, причем в большей мере привносятся их тяжелые разновидности. Аналогично с тяжелыми РЗЭ в “рудных” колонках ведет себя Au. Этот факт можно использовать не только при поисках на золото, но и при оценочных работах на золоторудных объектах.

С учетом [36, 37] “динамика” трансформации минерального состава и распределения РЗЭ в пределах метасоматической колонки определяется общим содержанием лантаноидов в эдуктах и метасоматитах, а также набором минералов-концентраторов и минералов-носителей. Распределение РЗЭ в минералах эдуктов и метасоматитов контролируется такими параметрами, как тип гидротермального процесса, стадийность его развития (обуславливается характером развития рудоконтролирующих структур во времени и пространстве), рН, T , отчасти P системы, а также изоморфная емкость образующихся минеральных фаз.

Исследования выполнены при поддержке программы ОНЗ РАН-2, гранта 09-05-12035-офи-М и интеграционного проекта УрО–СО–ДВО РАН, 2009 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.А. Минералогия родингитов Баженовского гипербазитового массива. СПб: Наука, 2003. 128 с.
2. Бакиев И.А., Сазонов В.Н., Устинов В.И. и др. Генезис Шабровского месторождения талькового камня (Средний Урал) по данным изучения минералогии, флюидных включений и стабильных изотопов // Уральская минералогическая школа-2006. Екатеринбург: УГГУ, 2006. С. 14–32.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
4. Белковский А.И. Кыштымское месторождение прозрачного жильного кварца: геодинамика, возрастная позиция и генезис кварцевых жил (Средний Урал) // Кварц. Кремнезем. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 189–191.
5. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
6. Викентьева О.В., Сазонов В.Н. Источники флюидов и условия образования метасоматитов Березовского рудного поля // Уральская минералогическая школа-2006. Екатеринбург: УГГУ, 2006. С. 41–46.
7. Геология месторождений редкоземельных элементов // Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. Вып. 15. М.: ВИМС, 1962. 106 с.

8. *Горожанин В.М.* Первичный состав Sr в магматических комплексах Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 88–108.
9. *Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю.* Петрохимия рудоносных медно-порфировых гранитоидов Тагило-Магнитогорской вулканогенной зоны // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 111–118.
10. *Зинькова Е.А., Холоднов В.В.* Геологическая позиция золоторудного месторождения Пановская ляга (Средний Урал) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 78–80.
11. *Знаменский С.Е.* Структурные условия формирования месторождений золота восточного склона Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2008. 46 с.
12. *Коваль В.В.* О связи метаморфизма, метасоматоза и оруденения (на примере урановых метасоматических рудопроявлений докембрия) // Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 149–164.
13. *Колонин Г.Р.* Физико-химические особенности Eu как возможного индикатора минералообразования // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 6. С. 508–511.
14. *Коренбаум С.А.* Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 279 с.
15. *Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н. и др.* Щелочные и кислотные метасоматиты Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 6. С. 784–788.
16. *Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н. и др.* Шовные зоны Урала как интегральные рудоперспективные геолого-тектонические структуры // Известия УГГУ. 2008. Вып. 23. С. 24.
17. *Куруленко Р.С.* История формирования Шарташского плутона // Ежегодник-1976. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1977. С. 39–41.
18. *Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др.* Щелочно-карбонатные комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
19. Месторождения золота Урала / В.Н. Сазонов, В.Н. Огородников, В.А. Коротеев и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 622 с.
20. *Мурзин В.В., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Геохимия РЗЭ в родингитах Карабашского и Баженовского массивов альпийских гипербазитов (Урал) как показатель их генезиса // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 123–127.
21. *Мурзин В.В., Сазонов В.Н.* Происхождение оруденения с медистым золотом в альпийских гипербазитах // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 6. С. 797–798.
22. *Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А. и др.* Золотое оруденение в родингитах массивов альпийских гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.
23. *Недосекова И.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса: петрохимия, источники вещества, вопросы генезиса // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 128–136.
24. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А.* Минералогия шовных зон Урала. Часть III. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, ИГГ УрО РАН, 2007. 187 с.
25. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. и др.* Шабровский рудный район (Средний Урал). Екатеринбург: УГГГА, ИГГ УрО РАН, 2000. 80 с.
26. Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана / И.П. Щербань, Р.В. Цой, И.П. Иванов и др. М.: Наука, 1990. 189 с.
27. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 176 с.
28. *Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П.* Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. № 5. С. 557–568.
29. *Поленов Ю.А.* Эндогенные кварц-жильные образования Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. 269 с.
30. *Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н.* Кварц-жильная минерализация Уфалейского коллизионного блока (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 2. С. 123–134.
31. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 2000. 146 с.
32. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1989. С. 67–69.
33. *Сазонов В.Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.
34. *Сазонов В.Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. 208 с.
35. *Сазонов В.Н.* Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. 181 с.
36. *Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н. и др.* РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение // Литосфера. 2006. № 3. С. 108–124.
37. *Сазонов В.Н., Коротеев В.А.* Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
38. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Григорьев В.В. и др.* Метасоматиты эйситовой и березит-лиственитовой формаций Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса на Среднем Урале // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 390–404.
39. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А.* Березиты, эйситы и гумбеиты Березовского и Гумбейского рудных районов Урала (малоизвестные факты и новые данные) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 264–270.
40. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А.* Характер связей золоторудных месторождений Урала с альпийскими ультрабазитами, в которых они локализируются // Ежегодник-2008. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009 (в печати).
41. *Сазонов В.Н., Червяковская В.В.* РЗЭ в метасоматитах березит-лиственитовой формации и их индикаторное значение // Ежегодник-1982. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. С. 97–100.
42. *Синькова Л.А.* О миграции и разделении РЗЭ в щелочно-карбонатной среде // Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. С. 154–171.

43. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В. и др. Гумбеитовая формация Урала. М.: МГУ, 1997. 97 с.
44. Удоратина О.В. Щелочные метасоматиты зон смятия Севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 1996. 36 с.
45. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. Магматический контроль гидротермального золотого оруденения на Урале // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 181–184.
46. Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Чунихина А.Е. Эталон Бийхенского габбро-диорит-сиеногранитного комплекса (Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГИМС, 2007. 250 с.
47. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
48. Alderton D.H.M., Pearce J.A., Potts P.J. Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from Southwest England // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 49. P. 149–165.
49. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nion R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 1199–1212.
50. Gammons C.H., Wood S.A., Williams-Jones A.E. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. Stability of neodymium chloride from 25 to 300°C // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 4615–4630.
51. Haas J.R., Shock E.L., Sasani D.C. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standards partial molar thermodynamic properties of aqueous complexes of rare earth elements at high pressure and temperature // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 4329–4350.
52. Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A. et al. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Urals fold belt: A Rb-Sr study // *J. Geol.* 1983. V. 91. P. 427–435.
53. Richard A. Rare earth element estimate in hydrothermal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 745–750.
54. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 2. Theoretical prediction of specialization in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water pressure // *Chem. Geol.* 1990. V. 88. P. 99–125.

Рецензент И.В. Семенов

Rare earth elements in the low-middle temperature hydrothermal processes and their indicator role on the example of metasomatic columns of different composition educts (Urals)

V. N. Sazonov*, V. N. Ogorodnikov, Yu. A. Polenov****

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Urals State Mining University*

REE spectrums in the different (from acidic to ultramafic) rocks and their transformation in conditions of low-middle temperature and different fluid's pH are characterized. Investigation based on the metasomatic columns of propilitization, gumbleization, eisitization, beresitization-listvenitization, albitization and on the metasomatic quartzites and quartz-veined formations. In this article we are going to illustrate new data, collecting after the work [36] but with using its data so as to present the problem on the whole. In the article are discussing the next main results. The sum of REE contain in the magmatic rocks (in the same geodynamic environments) cause contain SiO₂ in them. In acidic environment REE especially heavy ones are carried out. But in alkaline environments heavy REE are added. During eisitization REE are carried out; during albitization these elements in outward zone are carried out, in inner zone light and middle REE are added, but heavy ones are carried out. The bereztization-listvenitization columns of gold deposits divide on two groups – “ore-bearing” and “without ore-bearing”. The last ones are integral – in their products the acidic and alkaline stages are conjugated. Distribution of REE in educts and in metasomatites of integral columns can be used for prospecting of gold deposits, as heavy REE and gold behavior are the same. For comparison of REE contains in the educts the last have been ranged on the chondrite basis [49]. In metasomatites REE content have been ranged on the educts basis. In the study were used 250 REE analysis (ISP-MS method in IGG UB of RAS and IGEM of RAS, analysts: Yu. Ronkin, O. Lepikhina, M. Gorbacheva.

Key words: rare earth elements (REE), distribution and transformation of REE, metasomatic columns, carry out, addition, educt, product (metasomatit), acidic or alkaline environment, mineral-forming system.