

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ КАЛГУТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Поцелуев А.А., Котегов В.И., Бабкин Д.И.

Изучен характер распределения РЗЭ в различных геологических образованиях (граниты, апограниты, околожильные грейзены, жилы, Мо-шток) и минералах (кварц, полевой шпат, мусковит, вольфрамит, молибденит, пирит, халькопирит) гранитов, жил и грейзенов месторождения. Установлена значительная дифференциация РЗЭ в геологических образованиях месторождения, связанная как с составом исходных пород, так и с проявлением гидротермально-метасоматических процессов. Выявлена вертикальная зональность и взаимная обусловленность изменения содержаний РЗЭ в рудных жилах и околожильных грейзенах. Показана типичность распределения РЗЭ в геологических образованиях, основных породообразующих минералах и вольфрамите. Сделан вывод о ведущей роли в формировании месторождения гомогенного источника рудообразующих флюидов, на фоне эволюции кислотно-щелочных свойств растворов.

ВВЕДЕНИЕ

Редкоземельные элементы (РЗЭ) являются специфической группой, имеющей ярко выраженные геохимические особенности. Наряду с общностью свойств, для этих элементов отмечаются и определенные отличия, соответствующие их атомному номеру. Накоплены многочисленные примеры, иллюстрирующие высокую генетическую информативность распределения РЗЭ в различных породах и минералах. В том числе имеются многочисленные публикации по распределению РЗЭ в геологических образованиях грейзеновых месторождений.

Вместе с тем слабо изученными остаются вопросы дифференциации РЗЭ, их зависимости от состава вмещающих пород, взаимосвязи уровней накопления и характера распределения элементов в жилах и околожильных грейзенах. Рассмотрению этих вопросов на примере Калгутинского месторождения и посвящена данная статья.

Месторождения редкометальной грейзеновой формации являются основным промышленным типом комплексных Мо-W руд, содержащих различные попутные ценные компоненты. Такие месторождения, относимые к типу молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации, широко распространены в пределах Горного Алтая. Характерным представителем объектов этого типа является Калгутинское месторождение.

Калгутинское месторождение входит в состав юрского Алтайско-Монгольского металлогенического пояса с молибден-вольфрамовым, бериллиевым, оловянным, литий-тантал-ниобиевым оруденением. Пояс проходит через весь регион с юга на север. Оруденение в пределах пояса пространственно связано с областями развития редкометальных гранитоидов щелочного ряда [18].

Проявления вольфрамитовой минерализации приурочены к активизированным участкам структурно-фациальных зон локализованных в районах проявления мезозойского магматизма. Редкометальные месторождения вольфрамитовых руд контролируются преимущественно структурами северо-восточного и субширотного простираций [18, 19].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Калгутинское месторождение приурочено к одноименному массиву лейкократовых редкометальных гранитов (рис.1). Формирование массива произошло

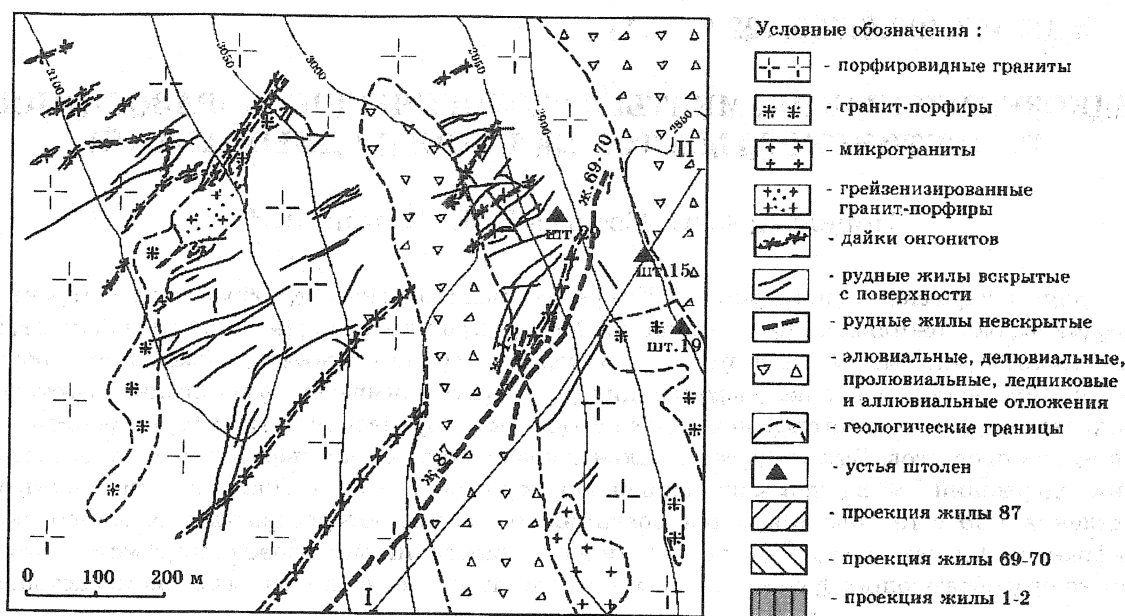


Рис.1. Геолого-структурная схема Калгутинского месторождения и разрез по линии I-II с проекцией основных рудных жил (составлена с использованием материалов Калгутинской ГРП, 1952г.)

на рубеже позднего триаса-ранней юры. По данным изотопных исследований [1] абсолютный возраст гранитоидов оценивается в $204 \pm 1,5$ млн лет. Основная часть массива сложена порфировидными биотитовыми и двуслюдяными гранитами ранних фаз внедрения, которые прорваны дайковыми телами онгонитоподобных микрогранит-порфиров (калгутитов). Гидротермальное грейзеновое Мо-В оруденение формировалось на завершающем этапе становления рудно-магматической системы. При этом сложным является вопрос о взаимоотношении оруденения и даек калгутитов. Положение и тех и других контролируется одной системой разломов, в горных выработках наблюдаются случаи рассечения калгутитов рудными жилами и пересечения калгутитами грейзенов Мо-штока.

Оруденение представлено серией вольфра-мит-молибденит-кварцевых жил трех генераций с халькопиритом, висмутином, бериллом. Жилы сконцентрированы в полосе северо-восточного простирания ($20-40^\circ$) длиной около 2 км при ширине до 0,5 км. Длина жил колеблется от первых метров до 1000 м при мощностях, редко превышающих 1 м. Преобладающее падение жил на юго-восток под углами $50-80^\circ$. Вертикальная амплитуда оруденения превышает 500 м. Жилы сопровождаются грейзеновой оторочкой мощностью до 0,5 м, однако грейзены образуют и изолированные тела, в форме зон линейной грейзенизации, раздувов и столбов типа «Мо-штока». Основные запасы кварц-редкометалльно-вольфрамит-молибденитовых руд сосредоточены в 6 жилах, характеризующихся средними размерами и непостоянной мощностью. В околожильных грейзенах также отмечают высокие содержания основных рудных и попутных ценных компонентов, что дает основание рассматривать их как новый перспективный тип руд на месторождении [2].

В соответствии с ТЭО постоянных кондиций на Калгутинском месторождении учтены запасы по пяти компонентам (W, Mo, Cu, Bi, Be). В составе руд, в концентратах и отходах обогащения отмечаются, также высокие содержания значительного числа попутных компонентов [3]. Наиболее ценными из них являются благородные (Au, Pt, Pd, Os, Ag), редкие (Li, Cs, Hf и др.) и редкоземельные элементы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные исследования выполнены на трех горизонтах (сверху в низ – 20, 19, 18, среднее расстояние между горизонтами составляет 60 м.) по основным рудным жилам № 87, 1-2, 69-70, околожилным грейzenам и Мо-штоку. По ограниченному количеству проб изучены также рудовмещающие граниты и калгутиты. Наиболее полная информация получена по жиле № 87, являющейся одной из основных рудных жил месторождения.

Опробование выполнено бороздовым способом. Рудные жилы опробовались на полную мощность, околожилные грейзены опробовались с обеих боков жил на мощность до 0,5 м. Общее количество отобранных проб – 140. Опробование выполнено по линиям равномерно по всем горизонтам через 80-100 метров. Наряду с анализом рядовых проб из рудных жил, грейзенов, гранитов и других образований были отобраны и проанализированы фракции основных рудных и сопутствующих минералов.

Для изучения геохимического спектра геологических образований месторождения был применен современный аналитический комплекс, включающий инверсионную вольтамперметрию (6 элементов), инструментальный нейтронно-активационный (ИНАА, 27 элементов), рентгеноспектральный (2 элемента) и эмиссионный спектральный (52 элемента) анализы. Для контроля по 20 пробам выполнены атомно-абсорбционный анализ. Таким образом, был осуществлен многоплановый контроль полученных аналитических данных по основным рудным и попутным компонентам, который показал удовлетворительную сходимость.

Основным методом количественного определения РЗЭ является ИНАА. Анализы выполнены в лаборатории ядерно-геохимических исследований кафедры полезных ископаемых и геохимии редких элементов Томского политехнического университета (аналитик Судыко А.Ф.). Проанализированы содержания La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu. Таким образом, получена информация о поведении элементов основных групп лантаноидов – легких, средних и тяжелых.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

РЗЭ в геологических образованиях месторождения

Уровни накопления и характер распределения РЗЭ в основных геологических образованиях Калгутинского месторождения приведены в табл. 1 и на рис. 2. Наблюдается достаточно контрастное отличие всех образований по сумме РЗЭ и характеру взаимоотношения легких и тяжелых (La/Lu), легких и средних (Ce/Sm) лантаноидов. По сравнению с рудовмещающими гранитами максимальные уровни накопления ΣTR отмечаются в околожилных грейзенах, минимальные в рудных жилах, Мо-штоке и калгутитах. Обусловлено это изменением содержания всех лантаноидов, но главным образом вариациями содержаний легких РЗЭ – La и Ce.

Наряду с этим отмечаются значительные изменения в содержании средних (Sm, Eu, Tb) и тяжелых (Yb, Lu) лантаноидов. Максимальные содержания средних элементов и Yb отмечаются в околожилных грейзенах, альбитизиро-

Таблица 1.

*Статистические параметры распределения редкоземельных элементов
в геологических образованиях Калгутинского месторождения*

Геологические образования (кол-во проб)	Статистики	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣTR	La/Lu	Ce/Sm
Жилы № 87, 69-70, 1-2, (35)	X	3,6	16	0,5	0,4	0,3	0,6	1,1	23	12	119
	Min	0,03	1,0	0,02	0,10	0,02	0,05	0,01	1	0,1	4
	Max	19	76	3,4	1,5	1,6	4,6	6,6	102	100	1007
	KK	0,12	0,26	0,12	0,41	0,42	0,27	3,5	0,23		
	V	122	123	144	97	144	131	160			
Жила № 87, (20)	X	4,0	21	0,6	0,3	0,3	0,7	1,6	28	7	158
	Min	0,03	1,0	0,02	0,1	0,02	0,05	0,01	1	0,1	8
	Max	19	76	3,4	1,5	1,6	4,6	6,6	102	26	1007
	KK	0,13	0,32	0,13	0,38	0,47	0,32	4,9	0,27		
	V	137	121	158	108	136	141	139			
Околожилы- ные грейзены (жилы № 87, 69-70, 1-2), (50)	X	46	90	9,8	2,2	1,0	3,9	1,7	155	54	43
	Min	4,8	6,5	0,1	0,1	0,02	0,5	0,06	32	9	1
	Max	126	195	81	4,5	4,7	8,6	14	270	286	543
	KK	1,5	1,4	2,2	2,5	1,6	1,8	5,2	1,5		
	V	53	38	111	50	88	54	189			
Околожилы- ные грейзены жилы № 87, (27)	X	45	97	9,6	2,3	1,2	4,2	0,8	160	67	10
	Min	4,8	6,5	2,5	0,1	0,2	0,5	0,06	32	29	1,3
	Max	65	150	14	4,5	4,7	8,6	1,6	237	286	15
	KK	1,5	1,5	2,1	2,6	1,9	1,9	2,6	1,6		
	V	28	35	30	52	88	44	41			
Грейзеновое тело (Мо- шток), (38)	X	3,9	11	0,9	0,4	0,4	0,7	0,3	18	158	44
	Min	0,03	1,0	0,02	0,1	0,02	0,05	0,01	1,5	0,01	0,8
	Max	41	97	6,8	2,5	2,4	8,4	2,0	133	2420	93
	KK	0,13	0,18	0,21	0,41	0,67	0,33	0,98	0,18		
	V	198	189	194	170	130	215	154			
Альбитизиро- ванные граниты (апограниты), (6)	X	23	44	6,3	0,1	1,5	1,6	0,2	77	210	7
	Min	16	36	4,4	0,1	0,96	1,4	0,06	60	49	5
	Max	27	53	8,3	0,1	1,8	2,1	0,3	89	404	8
	KK	0,8	0,7	1,4	0,1	2,3	0,7	0,5	0,75		
	V	15	12	23	0	21	17	64			
Калгутиты, (6)	X	10	9,6	1,9	0,2	1,1	2,1	0,2	25	297	5
	Min	7,7	1,0	1,0	0,1	0,25	0,83	0,02	18	13	1
	Max	14	20	2,6	0,3	1,6	4,4	0,6	37	693	11
	KK	0,35	0,15	0,42	0,17	1,6	0,96	0,64	0,24		
	V	23	79	29	52	50	64	133			
Рудовмещаю- щие порфировид- ные граниты, (2)	X	39	80	10	0,80	1,7	3,4	0,9	137	135	8
	Min	28	75	7,7	0,1	0,87	1,9	0,2	120	19	7
	Max	50	86	13	1,5	2,5	4,9	1,5	154	252	10
	KK	1,3	1,3	2,3	0,92	2,6	1,6	2,7	1,3		
	V	39	10	34	124	68	63	108			
Кларк [4]	X	30	64	4,5	0,88	0,64	2,2	0,32	102	94	14

Примечание: -X, Min, Max – среднее, минимальное и максимальное содержание в г/т; -KK – кларк концентрации элементов по отношению к верхней части земной коры по [4]; -V – коэффициент вариации в %

ванных гранитах (апогранитах) и рудовмещающих порфировидных гранитах. А максимальные содержания Lu характерны для рудных жил. Все это закономерно отражается, на La/Lu и Ce/Sm отношения и конфигурации нормированных кривых распределения элементов (рис. 2).

Отмечается согласованность в распределении РЗЭ и их суммы в геологических образованиях месторождения с радиоактивными элементами (табл. 2), прежде всего с торием. Варьирование содержания тория четко увязывается с содержанием ΣTR в порфировидных гранитах, альбитизированных гранитах, калгутитах, жилах, Мо-штоке, исключение составляют околожильные грейзены, где при относительно низком содержании тория, значения содержания ΣTR достигают максимума.

Однако проведенный корреляционный анализ выявил положительную значимую взаимосвязь тория и ΣTR . Таким образом, хотя и выбываясь из общей картины при дифференциации, ΣTR и тория в околожильных грейзенах занимают взаимосвязанную позицию. Исходя из этого, предлагаются следующие объяснения такого рода распределения ΣTR и тория.

Таблица 2

Содержание U и Th в геологических образованиях
Калгутинского месторождения, г/т

Геологические образования (кол-во проб)									
Элементы	Статистические параметры	Жилы № 87, 69-70, 1-2, (35)	Жила № 87, (20)	Околожильные грейзены (жилы № 87, 69-70, 1-2), (50)	Околожильные грейзены жилы № 87, (27)	Грейзеновое тело (Мо-шток), (38)	Альбитизированные граниты (апограниты), (6)	Калгутиты, (6)	Рудовмещающие порфировидные граниты, (2)
Th	X	2,4	3,1	17	17	1,7	13	5,0	53
	Min	0,05	0,05	0,8	0,8	0,05	6,2	0,2	42,2
	Max	18	18	26	26	16	15	7	64
	KK, ед.	0,2	0,3	1,6	1,6	0,2	1,2	0,5	5,0
	V, %	150	150	30	30	200	27	48	29
U	X	5,6	4,9	27	15	4,2	25	30	3,7
	Min	0,4	0,4	6,6	6,6	0,4	4,9	21	1,0
	Max	27	18	135	33	21	38	42	6
	KK, ед.	2,0	1,8	9,8	5,3	1,5	8,9	11	1,3
	V, %	120	98	110	40	150	49	23	103

Вероятнее всего, в процессе развития месторождения и эволюции гидротермальных растворов кислотно-щелочного типа, при воздействии щелочных растворов происходила деконцентрация ΣTR и тория с разложением соответствующих минералов, а далее при смене щелочных растворов кислотными происходило избирательное обогащение РЗЭ при грейзенизации боковых пород, не затронувшей альбитизированные граниты и калгутиты, далее по мере углубления переработки пород (Мо-шток) происходит разрушение минералов носителей РЗЭ и их вынос.

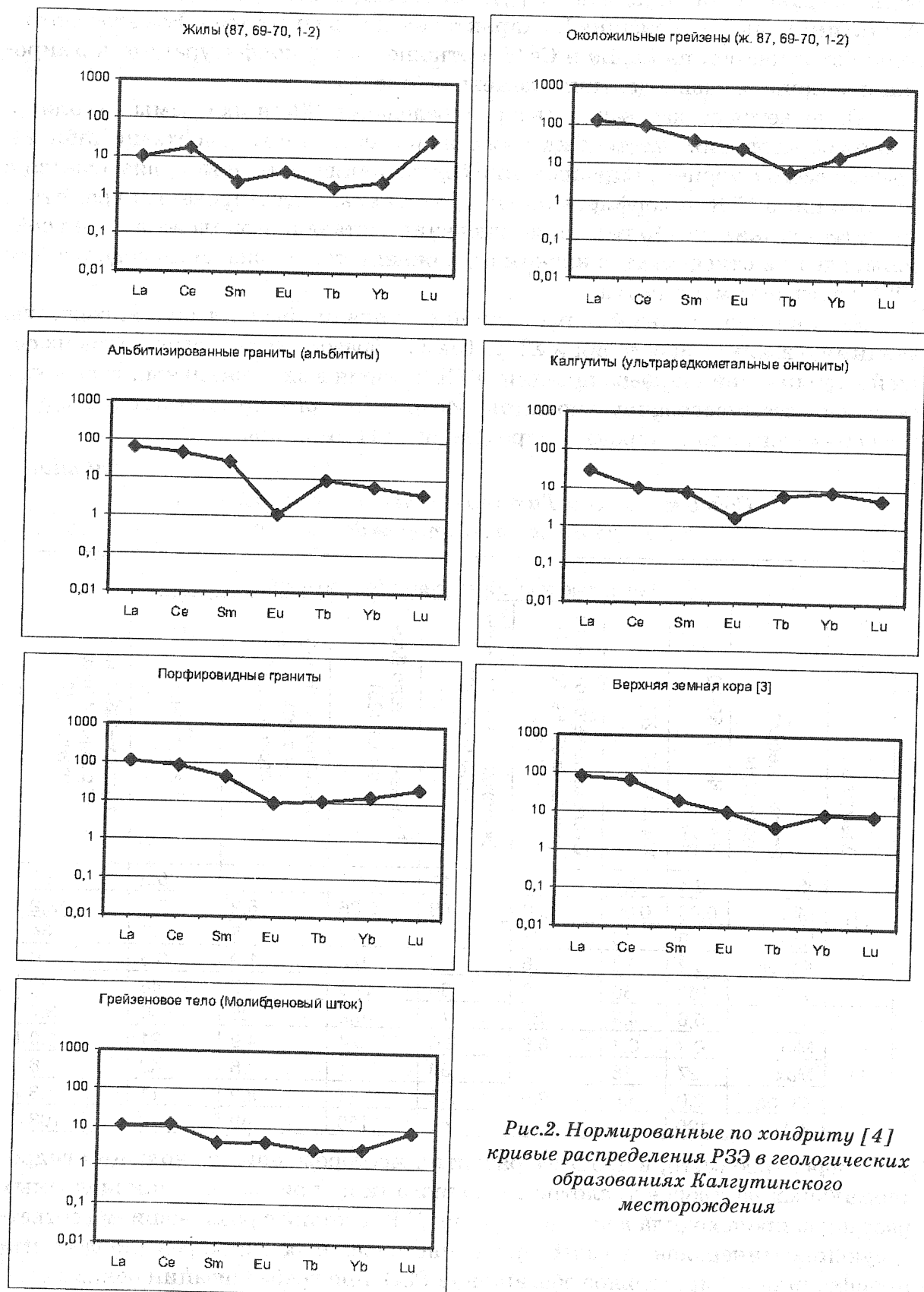


Рис.2. Нормированные по хондриту [4] кривые распределения РЗЭ в геологических образованиях Калгутинского месторождения

Рудовмещающие порфиroidные граниты характеризуются достаточно высоким содержанием суммы изученных РЗЭ (137 г/т), что значительно выше среднего содержания элементов в верхней части земной коры (102 г/т) по [4], но в целом соответствует их содержанию в интрузивных породах континентальных окраин [5]. Близкие оценки содержаний РЗЭ в гранитах Калгутинского массива даны в работе [6].

В целом уровень накопления РЗЭ в гранитах месторождения соответствует их содержанию в гранитах вольфраморудных районов Монголии (месторождения Бага-Газрын, Их-Хайрхан и др., [7]) и Забайкалья (Джидинское месторождение, [8]).

По форме нормированных кривых эти граниты характеризуются слабо выраженным Eu минимумом и выравниванием правой ветви распределения тяжелых лантаноидов, что свойственно, как это показано в материалах по центральному Сихотэ-Алиню [9], для редкометалльных гранитов (особенно ранних фаз внедрения), с которыми связаны оловорудные и вольфраморудные месторождения грейзеновой и касситерит – вольфрамит – кварцевой формации.

В альбитизированных гранитах (апогранитах) содержание РЗЭ ($\Sigma TR=77$ г/т) почти в 2 раза ниже, чем в исходных гранитах (137 г/т). При этом значительно меньше становится содержание всех элементов, особенно тяжелых и в меньшей степени легких. Исключение составляют средние лантаноиды – Sm и Tb. Их содержание остается достаточно высоким. А содержание Eu значительно снижено, что обуславливает появление отчетливого Eu-минимума (рис. 2). Нормированная кривая распределения РЗЭ в апогранитах приобретает отчетливую асимметрию с поднятым левым крылом легких и опущенным правым крылом тяжелых элементов. Подобное изменение содержания РЗЭ было отмечено при альбитизации гранитов Новоукраинского массива [10]. Вместе с тем следует отметить, что при изменении новоукраинских гранитов отмечается тенденция «сохранности» Eu, а в нашем случае относительная «сохранность» более характерна для других средних лантаноидов – Sm и Tb.

Вынос РЗЭ при альбитизации гранитов позволяет прогнозировать их высокие концентрации на определенных геохимических барьерах, особенно в эффузивных породах рамы Калгутинского массива.

Околожильные грейзены характеризуются максимальным содержанием РЗЭ из всех изученных геологических образований месторождения. ΣTR в них достигает 270 г/т при средней величине 155 г/т, что на 18 г/т выше чем в рудовмещающих гранитах. Увеличение содержания отмечается главным образом для легких и тяжелых лантаноидов. Из средних элементов увеличено содержание только Eu на 1,4 г/т, а содержание Tb даже несколько снизилось, что привело к образованию Tb-минимума на нормированной кривой.

Увеличение ΣTR в грейзенизированных гранитах при дефиците средних лантаноидов впервые было отмечено Минеевым Д.А. на одном из редкометалльных месторождений грейзенового типа в Центральном Казахстане [11]. По его мнению это связано с селективным разложением кальциевых минералов-концентраторов этой группы (средних) РЗЭ при значительной устойчивости минералов-носителей крайних групп: монацита (легкие) и циркона (тяжелые). На высокую концентрацию акцессорных минералов в околожильных грейзенах указывает и повышенное содержание радиоактивных элементов ($U=27$ г/т, $Th=19$ г/т).

Увеличение содержания легких и средних элементов ранее нами было также отмечено в оловоносных грейзенах, развитых по гранитам, месторож-

дений Донецкое и Сырымбет в Северном Казахстане [12].

Все это указывает на достаточно высокую подвижность и значительную дифференциацию РЗЭ в грейзеновом процессе, и как нами было показано на примере месторождений Северо-Казахстанской урановорудной провинции [13] в целом в гидротермальном процессе. При этом содержание элементов в рудах и околорудных метасоматитах зависит от состава рудовмещающих пород. В том случае когда вмещающими породами являются граниты содержание РЗЭ в околорудных метасоматитах, как правило, значительно выше.

В автономном грейзеновом теле (Мо-шток), которое характеризуется значительными отличиями от основных рудных жил, отмечается минимальное содержание РЗЭ ($\Sigma TR=18$ г/т). Здесь установлены низкие содержания почти всех изученных РЗЭ. Нормированная кривая распределения элементов максимально выровнена, со слабо проявленным минимумом в группе средних лантаноидов и Yb. На одном уровне фиксируется положение легких элементов и Lu. В целом содержание РЗЭ в Мо-штоке соответствует их содержанию в рудных жилах и это дает основание утверждать, что низкое содержание РЗЭ в объеме штока обусловлено высокой плотностью рудных прожилков и высокой степенью метасоматической переработки пород. Высокая степень метасоматической переработки привела к

Таблица 3.
Изменение содержаний РЗЭ в жиле № 87 и околожилых грейзенах с глубиной

Горизонт		Статистики	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣTR	La/Lu	Ce/Sm
Жила	Шт. №20 N=4	X	8,6	26	1,3	0,49	0,64	0,61	1,2	39	12	45
		Min	0,03	1,0	0,02	0,1	0,25	0,05	0,01	1	4	13
		Max	19	76	3,4	1,5	1,6	1,9	3,7	102	23	93
		V	106	131	125	139	101	143	150			
	Шт. №19 N=9	X	4,6	29	0,48	0,32	0,31	1,0	1,4	37	8	279
		Min	0,7	6,5	0,07	0,1	0,02	0,45	0,15	8	0,4	9
		Max	12	71	1,8	1,2	0,96	4,6	3,9	84	26	1007
		V	93	93	152	104	118	137	110			
	Шт. №18 N=7	X	0,51	6,1	0,27	0,26	0,10	0,39	2,0	10	3	68
		Min	0,03	1,0	0,02	0,1	0,02	0,05	0,01	1,5	0,1	8
		Max	0,7	9,3	0,8	0,5	0,32	0,45	6,6	15	5	132
		V	62	41	133	45	137	38	157			
	K ₃		17	4,3	4,8	1,9	6,4	1,6	0,6	3,9		
	Шт. №20 N=7	X	36	93	8,4	2,6	1,1	4,3	0,88	146	50	11
		Min	4,8	23	2,5	0,98	0,4	0,96	0,06	32	29	9
		Max	50	141	13	4,5	2,1	7,3	1,6	214	80	13
		V	42	44	42	47	62	49	58			
Околожилые грейзены	Шт. №19 N=11	X	46	95	9,6	1,8	1,8	4,8	0,84	160	61	10
		Min	28	68	6,2	0,1	0,4	2,3	0,4	107	30	8
		Max	59	125	14	3,5	4,7	8,6	1,5	205	133	15
		V	25	22	28	71	75	41	33			
	Шт. №18 N=9	X	51	101	10	2,6	0,56	3,3	0,78	170	86	9
		Min	40	6,5	5,2	1	0,2	0,45	0,14	55	48	1,3
		Max	65	148	13	3,3	1,2	5	1,1	237	286	11
		V	16	42	24	35	53	38	37			
	K ₃		0,7	0,9	0,8	1,0	2,0	1,3	1,1	0,9		

разрушению минералов носителей РЗЭ, что обусловило их вынос. На это же указывает и низкое содержание радиоактивных элементов ($U=4,2$ г/т, $Th=1,7$ г/т).

По мнению авторов формирование штока могло произойти за счет ксенолита пород, отличных от гранитоидов Калгутинского массива.

В рудных жилах отмечается весьма низкое содержание РЗЭ ($\Sigma TR=23$ г/т). Низкое содержание характерно в первую очередь для легких и средних лантаноидов, в то время как содержание тяжелых элементов (Lu) достаточно велико, что привело к значительному повышению правого крыла нормированной кривой. Относительное увеличение роли тяжелых лантаноидов в рудных жилах объясняется их более высоким (по отношению к легким лантаноидам) содержанием в основных рудных минералах – вольфрамите и молибдените (табл. 3, рис. 5).

В связи с этим рудные жилы контрастно отличаются от других геологических образований месторождения по соотношению легких, средних и тяжелых элементов. Для них отмечается минимальное отношение легких элементов к тяжелым (La/Lu) и максимальное легких к средним (Ce/Sm).

Дайковые тела калгутитов являются весьма своеобразными геологическими образованиями. Их формирование связано с поздним интрузивным ритмом образования Калгутинского массива. Результаты петрологических и изотопно-геохимических исследований указывают на то, что формирование калгутитов связано с очагами мантийных расплавов, присутствовавших в подошве редкометально-гранитного батолита [6]. Отмечается сложный характер взаимоотношения даек калгутитов с рудными жилами и Мо-штоком, указывающий на близкое время их формирования. Дайки калгутитов характеризуются высокой степенью метасоматической переработки, высоким содержанием основных рудных (W до 70 г/т, Mo до 80 г/т, Cu до 300 г/т, Bi до 200 г/т, Be до 150 г/т) и сопутствующих элементов (Li до 3000 г/т, Rb до 890 г/т, Sr до 1500 г/т, Nb до 200 г/т, Cs до 250 г/т, Ta до 51 г/т).

Для калгутитов характерны весьма низкие содержания РЗЭ ($\Sigma TR=25$ г/т). Низким является содержание все лантаноидов, особенно легких. Отчетливо проявлен Eu-минимум. Характер распределения РЗЭ на нормированной кривой, отношение легких, средних и тяжелых элементов близок к аналогичным параметрам альбитизированных гранитов и рудовмещающих порфировидных гранитов. Полученные данные в целом согласуются с результатами исследований Владимирова А.Г. и др [6].

Вертикальная зональность и соотношение РЗЭ в жилах и околожилных грейзенах

На месторождении нами выявлена контрастная вертикальная зональность в распределении основных рудообразующих и сопутствующих элементов [14]. В том числе, отчетливо проявлена зональность и в распределении РЗЭ. Поскольку рудоносные жилы имеют субвертикальное падение, то вертикальная зональность по существу является осевой.

Для выявления зональности и определения положения элемента в ряду рассчитывался коэффициент зональности (K_3) элемента по формуле:

$$K_3 = C_{20} / C_{18},$$

где C_{20} и C_{18} – среднее содержание элемента соответственно на 20 и 18 горизонтах.

Особенности зонального распределения РЗЭ в данном случае рассматри-

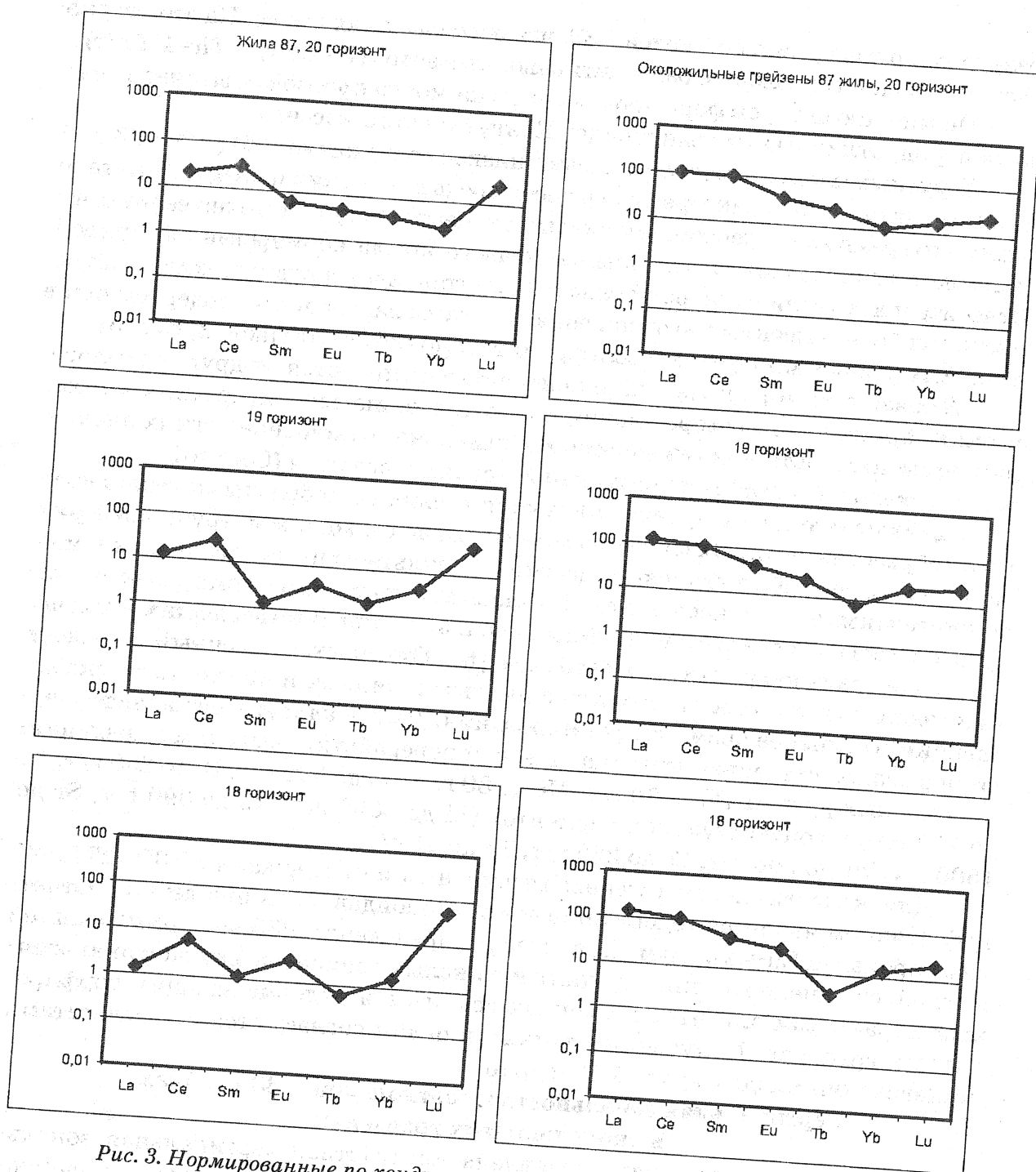


Рис. 3. Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ в жиле 87 и ее околожилных грейзенах по горизонтам штолен 20, 19, 18

ваются на примере более детально изученной рудной жилы № 87 и ее околожилных грейзенов (табл. 3, рис. 3,4). В зональном распределении РЗЭ в жиле и околожилных грейзенах наблюдаются контрастные отличия.

В жиле с глубиной ΣTR снижается с 39 г/т до 10 г/т, т.е. в 3,9 раза. Обусловлено это в первую очередь уменьшением содержания легких элементов. Наблюдается отчетливая дифференциация лантаноидов по величине K_3 . Максимальная величина показателя зональности характерна для легких элементов (La, Ce), минимальная величина отмечается у тяжелых лантаноидов (Yb, Lu). Таким образом, по величине K_3 ряд РЗЭ дифференцирован от 17 (La) до 0,6 (Lu), т.е. в 28 раз.

Легкими и средними элементами обогащены верхние части жилы, а тяжелыми в большей степени нижние ее части. Явно выраженная взаимосвязь атомной массы элемента и K_2 указывает на то, что вертикальная (осевая) дифференциация РЗЭ в жиле обусловлена главным образом гравитационным фактором. Фракционирование РЗЭ также контрастно проявляется на изменении La/Lu отношения. Оно уменьшается с глубиной от 12 до 3 ед.

Неоднозначным является поведение в жиле средних лантаноидов. На 20 горизонте нормированная кривая в части средних элементов представляет собой почти прямую линию (рис. 3), а к нижнему – 18 горизонту начинает отчетливо проявляться Eu -максимум, обусловленный более контрастным снижением с глубиной Sm и Tb , смежных на графике с Eu (при отсутствии аналитических данных по Gd).

В околожилых грейзенах в поведении РЗЭ наблюдается отличная, а по некоторым параметрам и обратная характеристика. С глубиной ΣTR стабильно возрастает от 146 до 170 г/т. При этом увеличивается содержание главным образом легких лантаноидов и частично средних (Sm), а содержание остальных элементов несколько снижается. Ряд зональности элементов в грейзенах по сравнению с жилой менее дифференцирован, от 2,0 (Tb) до 0,7 (La), т.е. в 3 раза. Вместе с тем La/Lu с глубиной заметно возрастает от 50 до 86 ед., а Ce/Sm слабо снижается с 11 до 9.

Полученные нами данные по дифференциации РЗЭ в грейзенах согласуются с данными Минеева Д.А. [11] по грейзеновому $Mo-W$ месторождению Центрального Казахстана, где содержание РЗЭ в грейзенизированных гранитоидах и в грейзенах «надрудного пояса» ниже, чем в подрудном.

Наряду с видимыми отличиями в изменении общего содержания РЗЭ и взаимоотношений элементов в жиле и околожилых грейзенах наблюдается их взаимообусловленность. На рис. 4 показаны изменение некоторых параметров распределения РЗЭ в жиле и ее грейзенах с глубиной. Отчетливо видно, что разница в ΣTR между жилой и грейзенами заметно нарастает с глубиной и соответственно снижается по восстанию жилы. Происходит это одновременно при соответствующей динамике изменения ΣTR как в жиле, так и в грейзенах. По нашему мнению закономерным является уменьшение содержания РЗЭ в грейзенах по восстанию (от 18 горизонта к 20) от 170 до 146 г/т, т.е. на 24 г/т

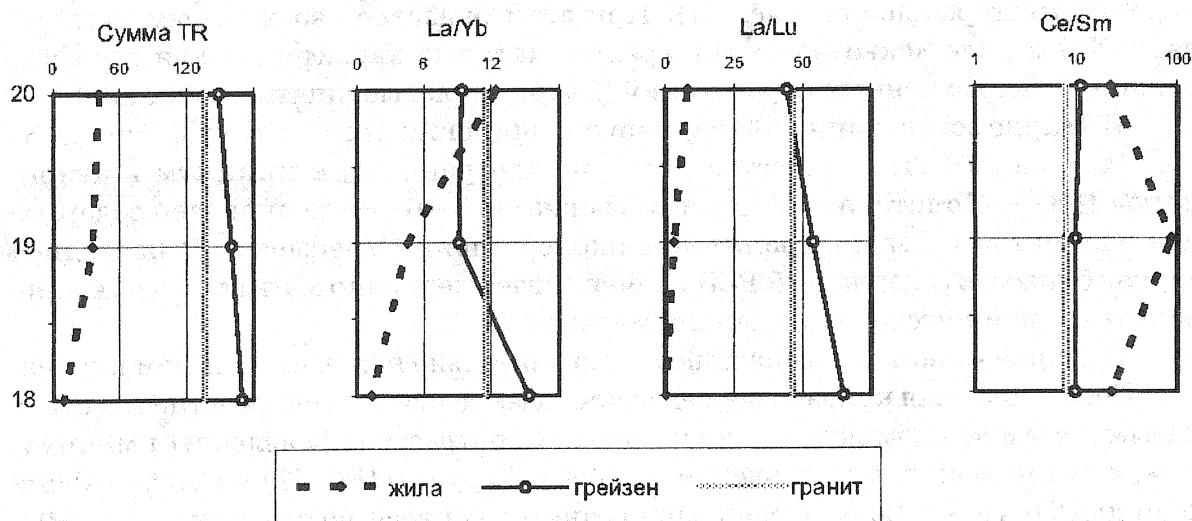


Рис. 4. Изменение с глубиной по горизонтам штолен 20, 19, 18 ΣTR и отношений лантаноидов в жиле № 87 и околожилых грейзенах

и одновременное увеличение ΣTR в жилах от 10 до 39 г/т, т.е. на 29 г/т.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в грейзеново-жильной системе РЗЭ накапливаются ближе к ее периферической части. Поэтому отмечаемый максимальный контраст в распределении РЗЭ между жилами и грейзенами в пользу последних на глубоких горизонтах, по восстанию ближе к фронтальной части системы значительно снижается при одновременной, но разнонаправленной динамике изменения содержания элементов в жилах и их грейзенах.

Рассмотрение взаимоотношений различных групп лантаноидов в жиле и ее грейзенах с глубиной, также показывает на их взаимосвязь. Стабильно меняются отношения элементов – La/Lu , La/Yb , Ce/Sm . Исключение составляет величина Ce/Sm на 19 горизонте, что может быть обусловлено аналитической погрешностью в определении Ce . Очевидно, что относительный избыток легких лантаноидов (по отношению к тяжелым) в грейзенах на глубоких горизонтах, по восстанию снижается и напротив увеличивается их относительное содержание в жилах. Следовательно, здесь также можно сделать вывод о том, что в грейзеново-жильной системе легкие лантаноиды преимущественно накапливаются ближе к ее периферической части, чем тяжелые элементы. Однако значительно более динамично соотношение элементов изменяется в жилах, чем в околожильных грейзенах.

Все это свидетельствует о генетическом единстве зональности и распределения РЗЭ в жилах и околожильных грейзенах. Наблюдаемые различия обусловлены существенной разницей в механизме и условиях миграции и отложения вещества в гидротермальной системе в открытом трещинном пространстве и при сложных процессах метасоматического преобразования боковых вмещающих пород.

РЗЭ в минералах Калгутинского месторождения

Исследование РЗЭ в минералах различных геологических образований месторождения позволяет провести генетические сопоставления и реконструкции, оценить степень фракционирования элементов, выявить типоморфные особенности минералов.

Нами были изучены уровни накопления и характер распределения РЗЭ в мономинеральных фракциях основных рудо- (вольфрамит, молибденит, халькопирит, пирит) и породообразующих (кварц, полевые шпаты, мусковит) минералах месторождения (табл. 4). При этом оказалось возможным исследовать РЗЭ в ряде «сквозных» минералов, которые характерны для всех или большинства изученных образований (кварц, полевые шпаты, мусковит).

В кварце содержание РЗЭ варьирует в широких пределах - от 2,2 г/т до 37 г/т. Максимум ΣTR отмечается в кварце апогранитов, а минимум в кварце жилы №87 и Мо-штока. На среднем уровне – 15-16 г/т установлено содержание элементов в кварце гранитов и околожильных грейзенов. В последнем случае близость содержаний РЗЭ подчеркивает первично магматическую природу основной массы кварца метасоматитов.

В кварце гранитов содержание РЗЭ значительно ниже, чем в целом в гранитах. Нормированная кривая распределения элементов слабо асимметрична с поднятым левым крылом легких лантаноидов и контрастно проявленным минимумом, характерным для двух элементов средней группы (Eu , Tb) и в большей степени для Tb . По La/Lu и Ce/Sm кварц гранитов контрастно отличается от самих гранитов, а по величине Ce/Sm и от кварцев других геологических образований.

Кварц гранитов Калгутинского массива по характеристике РЗЭ в целом

соответствует кварцам некоторых редкометальных гранитов Дальнего Востока и Центральной Европы [9]. Основным отличием по нашему мнению является дефицит Tb наряду с Eu.

Кварц апогранитов, как уже отмечалось, характеризуется максимальным содержанием РЗЭ, что обусловлено высоким содержанием главным образом легких элементов. Наряду с этим, отмечаются самые высокие для кварцев содержания Sm и тяжелых лантаноидов и минимальные содержания Eu и Lu. Все это определяет соответствующий характер нормированной кривой распределения элементов (рис. 5).

По общему содержанию РЗЭ кварц апогранитов Калгутинского массива соответствует альбитизированным гранитам рудоносных гранитоидов других районов [9]. Но в последних высокое содержание РЗЭ определяется Yb, а в нашем случае Ce.

Кварц апогранитов (37 г/т) характеризуется более высоким содержанием РЗЭ, нежели кварц гранитов (16 г/т), в то время как в целом в гранитах содержание элементов (137 г/т) значительно выше, чем в апогранитах (77 г/т). Этот факт может быть указанием на то, что в процессе альбитизации (Na-метасоматоз) и преобразования полевошпатовых минералов происходит мобилизация значительной части РЗЭ исходной породы во флюиды, но при этом некоторая часть элементов перераспределяется и избирательно накапливается в опреде-

Таблица 4.

Содержание РЗЭ в минералах Калгутинского месторождения, г/т

Минерал		Порода (кол-во пр.)	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Σ TR	La/ Lu	Ce/ Sm
Кварц		Граниты (2)	3,4	12	0,19	0,01	0,02	0,62	0,13	16	28	190
		Апограниты (2)	5,6	29	2,1	0,01	0,02	0,75	0,20	37	32	22
		Жила № 87 (9)	0,15	1,7	0,25	0,01	0,03	0,05	0,02	2,2	14	8,3
		Грейзены ж.87 (9)	2,6	11	0,84	0,05	0,10	0,48	0,12	15	24	73
		Мо-шток (6)	0,15	1,7	0,19	0,01	0,02	0,06	0,01	2,2	15	8,7
Полевые шпаты	Калишпат	Граниты (1)	11	5,4	2,9	0,05	0,78	1,6	0,08	21	450	46
	Альбит	Апограниты (2)	9,0	21	1,6	0,05	0,60	0,86	0,27	33	35	15
	Микроклин	Грейзены ж.87 (9)	16	34	3,7	0,45	1,0	1,2	0,39	56	320	62
	Микроклин	Мо-шток (3)	3,0	9,3	0,24	0,05	0,39	0,35	0,02	13	150	160
Мусковит		Жила № 87 (4)	2,8	27	1,2	0,05	0,05	0,35	0,51	32	29	76
		Грейзены ж.87 (8)	36	39	11	0,05	0,53	1,7	1,4	89	80	3,1
		Мо-шток (5)	0,76	9,3	0,33	0,05	0,05	0,35	0,05	11	18	17
Вольфрамит		Жила № 87 (8)	0,15	0,5	0,15	0,70	1,6	1,2	0,57	4,8	1,5	3,3
		Мо-шток (5)	0,15	25	0,15	0,51	3,8	3,6	2,0	35	0,1	170
Молибденит		Жила № 87 (5)	0,18	1,0	0,20	0,10	0,35	0,19	0,05	2,1	3,6	5,0
		Мо-шток (3)	0,17	1,0	0,20	0,04	0,14	0,22	0,05	1,8	3,3	5,0
Халькопирит		Жила № 87 (6)	0,62	4,0	0,20	0,04	0,10	0,25	0,05	5,2	12	20
		Мо-шток (2)	0,15	3,1	0,20	0,04	0,10	0,25	0,05	3,8	3,0	15
Пирит		Жила № 87 (7)	0,82	4,7	0,20	0,04	0,10	0,22	0,05	6,2	16	24
		Мо-шток (2)	0,15	1,1	0,20	0,04	0,10	0,25	0,05	1,8	3,0	5,3

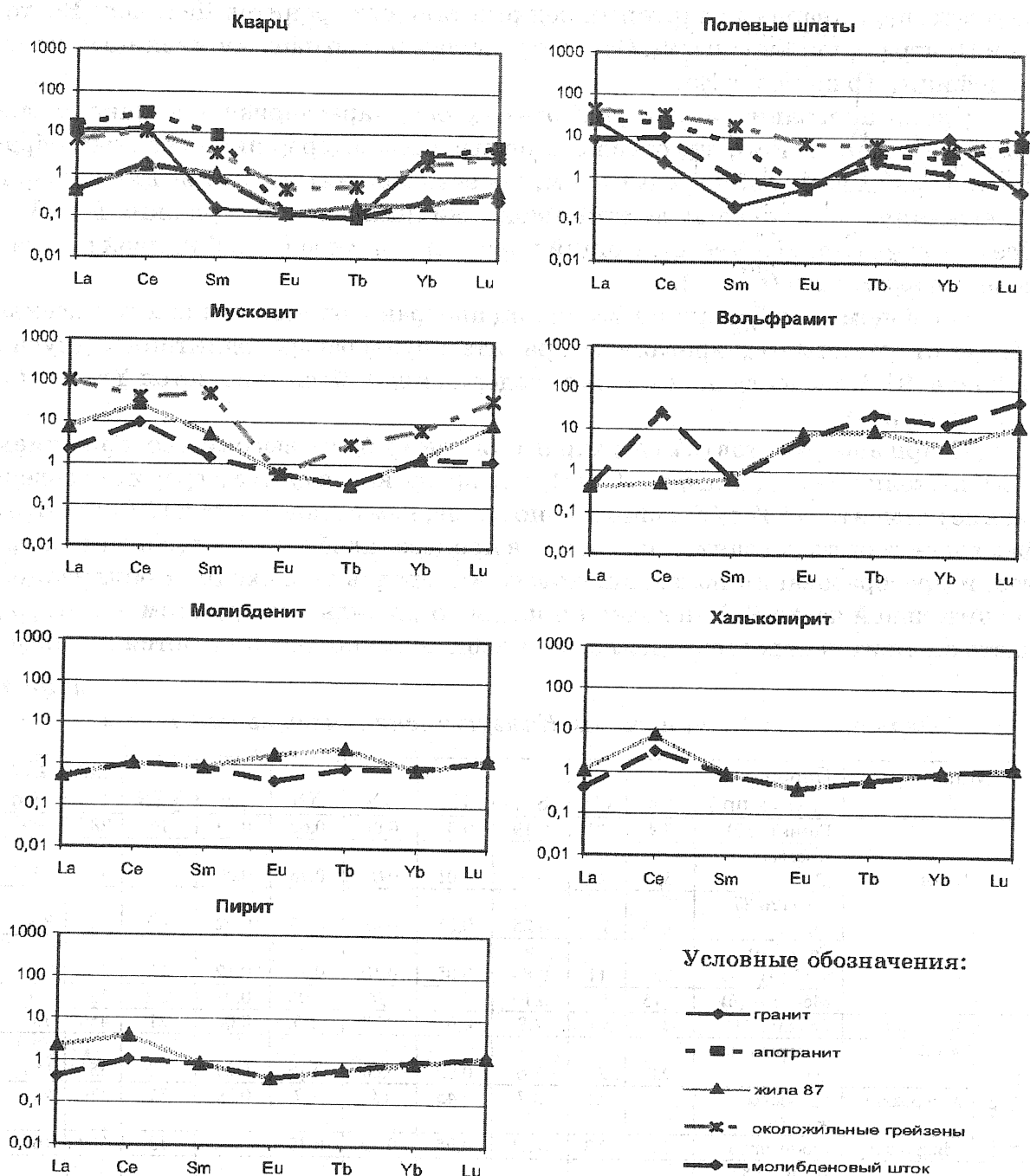


Рис.5. Нормированные по хондриту [4] кривые распределения РЗЭ в минералах Калгутинского месторождения

ленных минералах. На это указывают и экспериментальные исследования по фракционированию РЗЭ в кислых флюидно-магматических системах [15].

Кварц околожилых грейзенов характеризуется слабым левоасимметричным распределением лантаноидов со слабо проявленным Eu-Tb-минимумом. По соотношению элементов в данном случае кварц незначительно отличается в целом от породы.

Жильный кварц и кварц Мо-штока характеризуются минимальными содержаниями РЗЭ (2,2 г/т). При этом в них минимальным является содержание всех лантаноидов. Преобладание легких элементов, над тяжелыми, в це-

лом сохраняется, Eu-минимум слабо выражен, нормированная кривая предельно выровнена. Отношения элементов (La/Lu и Ce/Sm) минимальны. Характеристики кварцев жилы № 87 и Мо-штока идеально совпадают, что является прямым свидетельством их генетического родства.

В полевых шпатах содержание РЗЭ колеблется от 13 до 56 г/т. Максимальное содержание лантаноидов отмечается в микроклине околожилльных грейзенов, а минимальное в микроклине Мо-штока. Во всех минералах легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми и особенно средними элементами. Все это определяет асимметричный характер нормированной кривой с поднятым левым крылом и отчетливым Eu-минимумом. Сопоставление кварца и полевого шпата одних геологических образований показывает, что в микроклине содержание РЗЭ всегда выше, а в альбите ниже, чем в кварце.

В калишпате гранитов содержание РЗЭ составляет 21 г/т и соответствует результатам по другим гранитоидам [9]. La/Lu здесь максимально из всех изученных минералов.

В альбите апогранитов содержание лантаноидов составляет 33 г/т, что значительно выше, чем в калишпате гранитов. Подобные соотношения отмечались и в кварце этих пород.

Микроклин грейзенов характеризуется максимальным содержанием РЗЭ. При этом максимальным является за исключением Yb содержание всех элементов и особенно повышено содержание Eu. В связи с этим нормированная кривая приобретает более выположенный характер.

В мусковитах содержание РЗЭ изменяется от 11 до 89 г/т. Изменение концентрации лантаноидов в мусковитах прямо зависит от их общего содержания в породе. Максимальное содержание элементов отмечается в мусковитах околожилльных грейзенов, а минимальное в мусковитах Мо-штока. Нормированные кривые распределения элементов в мусковитах отражают преобладание легких РЗЭ и в целом подобны распределению элементов в соответствующих геологических образованиях. Отчетливо проявлен минимум в средних элементах, но при одинаковых крайне низких содержаниях Eu – 0,05 г/т, минимум у мусковитов жил и Мо-штока смещен на Tb.

Значительные вариации РЗЭ в мусковитах редкометальных грейзеновых месторождений отмечены исследователями на Джидинском месторождении [8] и в биотитах некоторых редкометальных гранитов Дальнего Востока и Центральной Европы [9]. Детальные исследования показали, что высокие содержания и вариации РЗЭ в слюдах связаны главным образом с микровключениями акцессорных минералов, представленных цирконом, ортитом, монацитом и др. [9].

В вольфрамитах отмечаются значительные отличия по содержанию РЗЭ. В вольфрамитах жилы № 87 их общее содержание равно 4,8 г/т, а в минералах Мо-штока – 35 г/т. При этом основное отличие обусловлено высокими содержаниями Ce в вольфрамитах Мо-штока. Для них также характерно повышенное содержание Eu, Tb, Yb, Lu. В целом для вольфрамитов характерно относительное преобладание средних и особенно тяжелых лантаноидов над легкими, в силу чего нормированные кривые имеют приподнятое правое крыло. Обогащение вольфрамитов тяжелыми РЗЭ отмечено различными исследователями при изучении минералов Урала, Казахстана и Монголии [16,17].

Молибдениты месторождения характеризуются наименьшими содержаниями РЗЭ (1,8-2,1 г/т). Крайне низкими на уровне хондритов являются со-

держания все изученных элементов. Нормированная кривая имеет слабо поднятое правое крыло тяжелых лантаноидов, относительно левого крыла. Поведение средних элементов (Eu и Tb) отлично. В Мо-штоке слабо проявлен Eu-минимум, а в жиле более отчетливо выражен Eu-Yb-максимум. При этом Tb-максимум проявлен более значительно.

Содержание РЗЭ в пирите и халькопирите почти одинаково и находится на очень низком уровне (от 1,8 до 6,2 г/т). В целом это соответствует содержанию элементов в молибдените, что позволяет указать на крайне низкое содержание лантаноидов в сульфидах вообще. Нормированные кривые имеют волнообразный характер с проявленным максимумом Ce и Lu и характерным Eu-минимумом.

Стабильным является отличие минералов жилы № 87 и Мо-штока. Пирит и халькопирит жилы выделяются большим содержанием легких элементов и в первую очередь La.

ВЫВОДЫ

Изучение РЗЭ в геологических образованиях и основных минералах Калгутинского месторождения показывает, что это месторождение является типичным представителем редкометальной молибден-вольфрамовой формации группы грейзеново-жильных месторождений по спектру РЗЭ вмещающих порфировидных гранитов, альбитизированных гранитов, калгутитов, рудных жил, околожильных грейзенов и слагающих их минералов.

Все геологические образования контрастно отличаются по сумме РЗЭ и характеру взаимоотношений легких, средних и тяжелых лантаноидов. Максимальный уровень накопления РЗЭ отмечается в околожильных грейзенах, минимальный в рудных жилах, Мо-штоке и калгутитах.

Рудовмещающие граниты Калгутинского массива по спектру РЗЭ соответствуют гранитам вольфрамоворудных районов Монголии, Забайкалья и Приморья.

В альбититах отмечается значительное уменьшение (по сравнению с гранитоидами) содержания легких и тяжелых лантаноидов при относительной сохранности средних (Sm, Tb) элементов. Вынос РЗЭ при альбитизации гранитоидов позволяет прогнозировать их высокие концентрации на геохимических барьерах, особенно в эффузивных породах рамы Калгутинского массива.

На месторождении выявлена вертикальная (осевая) зональность в грейзеново-жильной рудно-метасоматической системе, где, на ряду с видимыми отличиями в изменении содержаний РЗЭ, наблюдается их взаимообусловленность. Закономерным является уменьшение содержания РЗЭ в околожильных грейзенах по восстанию с 18 до 20 горизонта и одновременное увеличение ΣTR в рудных жилах, кроме того, относительная доля легких лантаноидов в жилах по восстанию возрастает, а в грейзенах напротив уменьшается. Все это свидетельствует о генетическом единстве зональности в рудных жилах и околожильных грейзенах.

Исследование минералов показывает, что:

- из всех изученных минералов наибольшая концентрация РЗЭ отмечается в полевых шпатах и мусковитах околожильных грейзенов, минимальное содержание лантаноидов характерно для основных рудных минералов – вольфрамита, молибденита, халькопирита, пирита. Крайне низким содержанием РЗЭ отличается также гидротермальный кварц рудных жил и Мо-штока;

- кварц, мусковит и полевой шпат характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и отчетливо проявленным минимумом в области средних элементов;
- для вольфрамита отмечается относительное преобладание тяжелых РЗЭ;
- сульфиды (молибденит, халькопирит, пирит) характеризуются крайне низким содержанием всех РЗЭ.

Исследование уровней накопления и характера распределения РЗЭ в породах и минералах подчеркивает генетическое единство рудных жил и Мо-шток.

В целом результаты исследования распределения РЗЭ в геологических образованиях и их минералах позволяют заключить, что формирование месторождения происходило за счет гомогенного источника рудообразующих флюидов на фоне эволюции их состава и кислотно-щелочных свойств.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 4, с. 715-729.
2. Поцелуев А.А., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. Перспективы грейзенного типа руд Калгутинского Мо-W месторождения (Горный Алтай) // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: Материалы международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». - Томск: Изд-во ТПУ, 2001, с. 306-309.
3. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Коробейников и др. О необходимости комплексной оценки на благородные металлы руд Калгутинского Мо-W месторождения // Итоги и перспективы геологического изучения Горного Алтая. Материалы научно-практической конференции, посвященной 300-летию геологической службе России и 50-летию образования геологического предприятия «Алтай-Гео». - Горно-Алтайск: Горно-Алтайское книжное изд-во, 2000.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция: Пер с англ. - М.: Мир, 1988. - 384 с.
5. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. Под ред. Н.П. Лаверова. - М.: Недра, 1987. - 438 с.
6. Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометальных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 7, с. 901-916.
7. Иванова Г.Ф., Колесов Г.М., Черкасова Е.В. РЗЭ в гранитах, топазах и флюоритах вольфрамоворудных районов Монголии // Геохимия, 1995, № 8, с. 1157-1177.
8. Иванова Г.Ф., Чернышев И.В., Колесов Г.М. и др. Редкоземельные элементы в гранитах и минералах рудных зон Джидинского вольфрамового месторождения (Россия, Западное Забайкалье) // Геохимия, 1998, № 11, с. 1099-1114.
9. Руб А.К., Руб М.Г. Распределение редкоземельных элементов в минералах рудоносных гранитов // Известия АН СССР, Серия геологическая, 1991, № 2, с. 42-56.

10. Вальтер А.А., Феоктистова Н.В., Колесов Г.М. и др. Поведение редкоземельных элементов при альбитизации гранитов // Геохимия, 1993, № 2, с. 290-295.
11. Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах. – М.: Наука, 1974.-240 с.
12. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Николаев С.Л. и др. Редкие элементы и золото в месторождениях олова Северо-Казахстанской рудной провинции // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1997, № 3, с. 74-80.
13. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Николаев С.Л. Редкие элементы и золото в месторождениях Северо-Казахстанской урановорудной провинции // Известия Томского политехнического университета, 2001, т. 304, вып. 1, с. 197-209.
14. Поцелуев А.А., Котеков В.И., Рихванов Л.П. и др. Геохимическая зональность месторождений редкометальной грейзеновой формации (на примере Калгутинского месторождения, Горный Алтай) // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: Материалы международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства».- Томск: Изд-во ТПУ, 2001, с. 298-303.
15. Кравчук И.Ф., Иванова Г.Ф., Варежкина Н.С. и др. Фракционирование редкоземельных элементов в кислых флюидно-магматических системах // Геохимия, 1995, № 3, с. 377-385.
16. Покровский П.В. Редкоземельные элементы в вольфраматах Среднего и Южного Урала // Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. – Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1967, с. 105-111.
17. Иванова Г.Ф., Логинова Л.Г., Максимюк И.Е. и др. Иттриевые редкие земли и скандий в вольфраматах Монголии // Геохимия, 1978, № 2, с. 166-183.
18. Субботин К.Д., Пентельков В.Г. К вопросу о закономерностях размещения вольфрамитовых месторождений на Горном Алтае // В сб. Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. - Л.: Ленинградский ун-тет, 1975, с. 208-215.
19. Гусев А.И. Геодинамика и металлогения мезозойского этапа Горного Алтая // Проблемы геодинамики и минерогения Южной Сибири / под ред. В.П. Парначева. Томск: ТГУ, 2000, с. 53-61.

RARE EARTH ELEMENTS IN GEOLOGICAL FORMATIONS OF KALGUTINSK DEPOSIT (ALTAY)

A.A. Potzeluyev, V.I. Kogetov, D.I. Babkin

Distribution of rare earth elements (REE) within various formations (granites, apogranites, greisens, veins, Mo-stocks) and minerals (quartz, feldspar, muscovite, wolframite, molybdenite, pyrite, chalcopyrite) from granites, veins and greisens were studied. Significant differentiation of REE connected both with source rock composition and hydrothermal and metasomatic process manifestation were established. Vertical zonality and interrelationship in REE concentration changes in ore veins and near-ore greisens were revealed. Typicalness in REE distribution within geological formations, main rock-forming minerals and wolframite was shown. It has been concluded that homogenic source of ore-forming fluids played an important role in formation of the deposit at the background of evolution of acidic-alkaline properties of solutions.