

ЛАНТАНОИДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ НЕКОТОРЫХ ИНТРУЗИВОВ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА)

А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 1 марта 2010 г.

Аннотация. *Определены концентрации лантаноидов в породах реперных интрузивных массивов заключительного этапа палеопротерозойской магматической активности Воронежского кристаллического массива. Дана характеристика закономерностям распределения редкоземельных элементов в зависимости от положения исследуемой породы в разрезе. Предложена методика диагностики процессов внутрикамерной дифференциации и сингенетичности пространственно совмещенных магматических образований.*

Ключевые слова: *лантаноиды, интрузивные породы, магматическая дифференциация, Воронежский кристаллический массив, методика диагностики.*

Abstract. *The concentrations of lanthanides in rocks of the intrusive masses of reference of the final phase of magmatic activity paleoproterozoyskoy Voronezh crystalline massif. The characteristic of the laws of distribution of rare earth elements, depending on the position of the study species in the section. The technique of diagnostic processes intrachamber Syngeneticity differentiation and spatial coincidence of magmatic formations.*

Key words: *lanthanides, intrusive rocks, magmatic differentiation, Voronezh crystalline massif, methods of diagnostics*

Введение

Характер поведения и спектр распределения редкоземельных элементов – лантаноидов (TR) в процессах внутрикамерной дифференциации базитовых массивов является одним из наиболее надежных критериев сингенетичности петрографических породных рядов. Высокая степень пассивности лантаноидов в наложенных гипергенных процессах обуславливает возможность их использования для характеристики различных видов дифференциации вещества в магматической стадии становления интрузивных тел, что особенно актуально для докембрийских магматических образований.

Широкое развитие в пределах докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива (ВКМ), одного из крупнейших сегментов Восточно-Европейского кратона, в различной степени дифференцированных базитовых массивов различных плутоногенных комплексов, обуславливает необходимость разработки достаточно надежных граничных критериев их выделения с определением генетического родства пород, слагающих

пространственно сближенные геологические тела. С целью установления подобных критериев осуществлен анализ распределения редкоземельных элементов в породных ассоциациях некоторых интрузивных массивов ВКМ, характеризующих заключительные стадии эволюции данного сегмента литосферы в процессе образования земной коры континентального типа.

Объекты исследования

В качестве типовых объектов для проведения анализа были выбраны дифференцированные интрузивные плутоны, обладающие следующими необходимыми признаками: а) принадлежность к мафитовым дифференцированным массивам; б) формирование на заключительных стадиях эволюции литосферы ВКМ с целью снижения степени воздействия преобразований, обусловленных процессами регионального метаморфизма; в) высокая степень изученности и принадлежность к реперным для ВКМ интрузивным магматическим комплексам, т. е. принадлежность к петротипам одноименных комплексов. Таким образом, на основе вышеприведенных критериев в качестве типовых выбраны: а) первая фаза (габбронорит-кварцмон-

цонитовая серия) Ольховского габбронорит-кварцмонцонит-гранитного плутона, расположенного в пределах Ольховско-Шукавской грабенсинклинальной структуры (ОШС) в северной части ВКМ; б) расположенный в центральной части мегаблока КМА Смородинский плутон, в котором пространственно совмещены петротипы дунит-перидотит-габброноритового золотухинского и троктолит-габбродолеритового смородинского комплексов; в) кольцевые троктолит-габбродолеритовые массивы новогольского комплекса северо-восточной части Хоперского мегаблока – Новогольский и Козловско-Жердевский.

Один из крупнейших (около 300 км²) в пределах ВКМ Ольховский кольцевой габбронорит-кварцмонцонит-гранитный плутон, являющийся петротипом одноименного комплекса, располагается на северо-восточном склоне геоблока ВКМ, в пределах наложенной ОШС (рис. 1) и перекрыт фанерозойскими отложениями мощностью около 350 м. Возраст Ольховского кольцевого плутона, определенный уран-свинцовым методом по цирконам, для первой и второй фаз составляет 2050 ± 23 и 2041 ± 49 млн лет соответственно [1]. Работами последующих лет были установлены минералогическо-петрографические особенности Ольховского плутона, выявлена его минерагеническая специализация [2].

В плане Ольховский плутон имеет овальную, слегка вытянутую в северо-восточном направлении форму и размер 22×14 км (рис. 1, б). По периферии интрузии наблюдается серия кольцеобразно расположенных положительных гравитационных аномалий, совпадающих с участками резкого увеличения интенсивности магнитной восприимчивости пород. Эти аномалии фиксируют вскрытые рядом скважин тела основного состава, которые имеют протяженность до 10–12 км при ширине 2–5 км и составляют «базитовое кольцо». Установлено [3, 4], что слагающие интрузии базитового кольца породы представляют дифференцированную габбронорит-кварцмонцонитовую серию, в объеме которой выделяются следующие петрографические разновидности: габбронориты, монцогаббронориты, кварцевые габбронориты, кварцевые монцогаббронориты и кварцевые монцониты (рис. 1).

Лейкократовые гранодиориты второй фазы формируют субизометричное в плане пластовое тело в центральной части базитового кольца. Предполагается палингенная природа этих гранитоидов, возникших в результате теплового воздействия магматических масс первой фазы на коровый субстрат [5].

Смородинский плутон площадью около 90 км² расположен в центральной части мегаблока КМА (рис. 1, в). Анализ полученной при проведении буровых работ геологической информации [6] свидетельствует о том, что выявленное тело представлено сочетанием: а) ультрамафит-мафитового двухфазного массива золотухинского дунит-перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса с гранитизированными габброноритами в апикальной части; б) прорывающего ультрамафит-мафиты силлоподобного тела смородинского троктолит-габбродолеритового комплекса трапповой формации в сочетании с сопутствующими долеритовыми дайками. Относительно высокая изученность этих массивов позволяет принимать их как петротипы соответствующих комплексов.

Интрузивные тела первой фазы золотухинского комплекса, сложенные ультрамафитовыми породами (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, пироксениты), образуют как самостоятельные, так и пространственно совмещенные с габброидами второй фазы интрузии, представляющие собой штокообразные или межпластовые полого-и крутопадающие тела размером от 0,2 до 1,0 км². В плане они имеют изометрично-округлую, реже неправильную форму. Тела второй фазы сложены преимущественно габброноритами, в значительной степени амфиболизированными. В апикальной части массива отмечается широкое развитие дайкового комплекса диоритов и гранитов, вероятно, образующегося при контаминации вмещающих архейских гнейсов. Контакты габброноритов с ультраосновными породами первой фазы четкие, интрузивные, сопровождаются зонами преобразования ультрамафитов (тремолитизации, оталькования, хлоритизации, карбонатизации) мощностью от 0,5 до 10 м.

Троктолит-габбродолеритовое пластовое силлоподобное интрузивное тело смородинского комплекса мощностью 213,0–220,0 м имеет угол падения $10\text{--}14^\circ$ в юго-западном направлении, как бы облекая более крепкие габбронориты в северной части аномалии и прорывая чередующиеся серпентиниты, амфиболиты и гнейсы в южной части. Сложено оно ритмичным чередованием оливинных и безоливинных габбродолеритов и долерит-пегматитов с габбродолерит-троктолитами в основании ритма. Площадь выхода на поверхность докембрийского эрозионного среза составляет около 23 км².

Проведенные петролого-геохимические исследования помимо участков наложенной шеелитовой

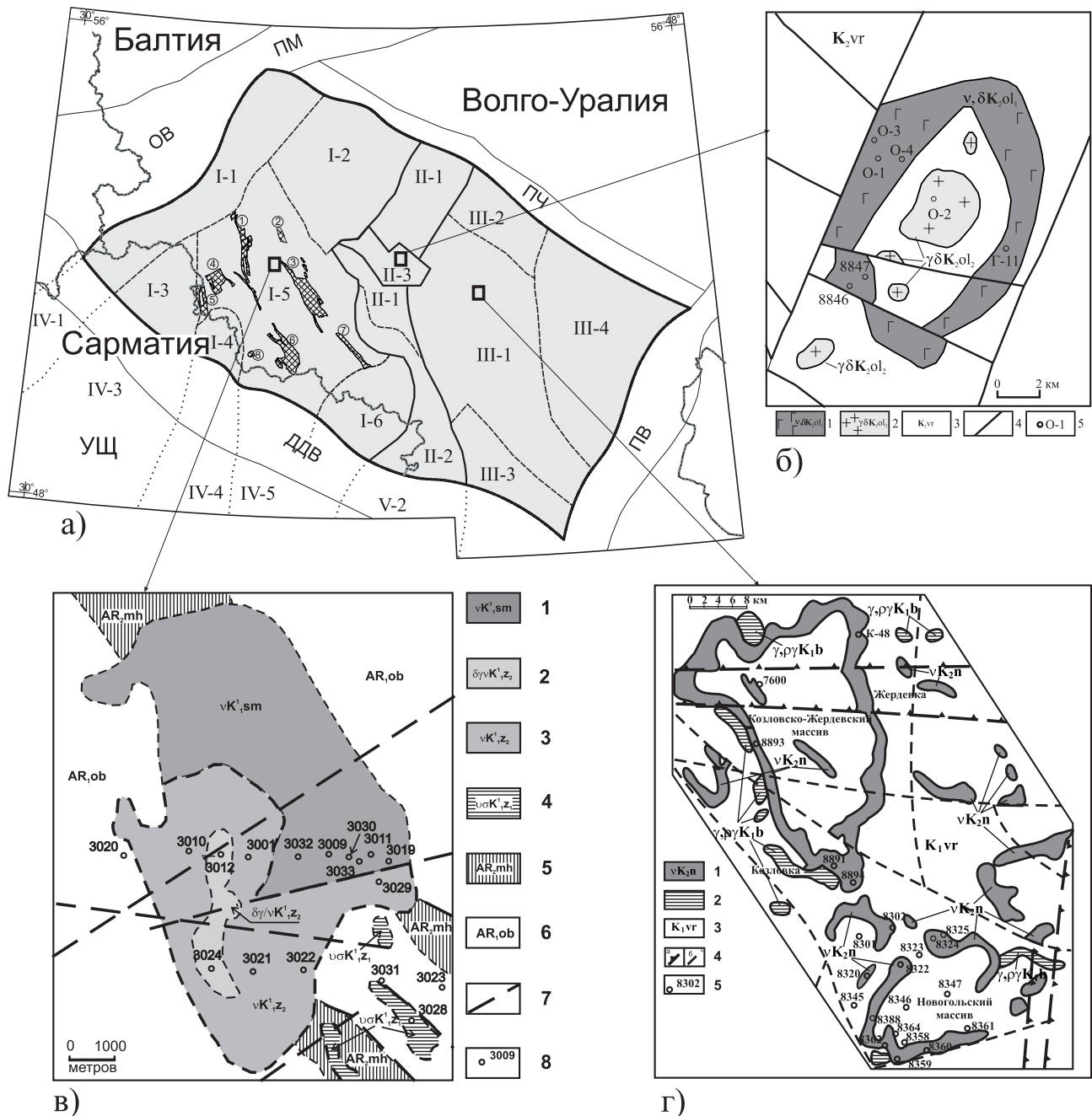


Рис. 1. а) положение исследуемых интрузий ольховского, новогольского, смородинского и золотухинского комплексов в структуре Воронежского кристаллического массива (по [3], с изменениями и дополнениями): I – мегаблок КМА, в том числе макроблоки: I-1 – Брянский, I-2 – Ливенско-Ефремовский, I-3 – Севский, I-4 – Сумской, I-5 – Орловско-Белгородский (Оскольский), I-6 – Россошанский; цифры в кружках – палеопротерозойские рифтогенные структуры: 1 – Михайловская, 2 – Орловская, 3 – Тим-Ястребовская, 4 – Рыльская, 5 – Крупецкая, 6 – Белгородская, 7 – Волотовская, 8 – Борисовская; II – Лосевская шовная зона: II-1 – Лосевская и II-2 – Донская подзоны, II-3 – Ольховско-Шукавская грабенсинклинальная структура; III – Хоперский мегаблок, в том числе макроблоки: III-1 – Калачско-Эртильский, III-2 – Тамбовский, III-3 – Варваринский, III-4 – Камышинский; IV-V – продолжение структур ВКМ на УЩ, геоблоки (террейны): IV-1 – Белоцерковско-Одесский (Брагинский), IV-3 – Кировоградский (Ингулецкий), IV-4 – Среднеприднепровский, IV-5 – Приазовский, V-2 – Восточно-Приазовский. УЩ – Украинский щит, ОВ – Оршанская впадина, ПМ – Подмосковный авлакоген, ПЧ – Пачелмский прогиб, ПБ – Прикаспийская впадина;

б) схема строения Ольховского кольцевого плутона: 1 – интрузии первой фазы (габбронорит – кварцмонцонитовая серия), 2 – интрузии второй фазы (лейкократовые гранодиориты), 3 – образования воронежской свиты, 4 – разрывные нарушения, 5 – пробуренные скважины;

в) схема строения Смородинского плутона: 1 – смородинский комплекс (габбродолериты оливиновые, оливинсодержащие, троктолиты, часто кварцсодержащие, долерит-пегматиты), 2, 3, 4 – золотухинский перидотит-габброноритовый комплекс: 2 – вторая фаза (интенсивно амфиболитизированные габбронориты и габбро, значительно насыщенные жильными телами биотит-кварцевых, кварц-роговообманковых и биотит-роговообманковых диоритов; биотитовых гранитов и плагиогранитов; ксенолиты вмещающих пород обоянского комплекса), 3 – вторая фаза (габбронориты, габбро, габбродолериты амфиболитизированные), 4 – первая фаза (перидотиты, серпентиниты, пироксениты), 5 – михайловская серия, нерасчлененные отложения (метаэффузивы основного–среднего состава, сланцы, метапесчаники, кварциты, ортоамфиболиты и ортосланцы, метакоматииты, железистые кварциты, гнейсы), 6 – обоянская серия (гнейсы), 7 – разрывные нарушения, 8 – пробуренные скважины;

г) схема размещения интрузий новогольского комплекса: 1 – интрузии новогольского комплекса, 2 – гранитоиды бобровского комплекса, 3 – образования воронцовской серии, 4 – разрывные нарушения: а) первого порядка, б) прочие, 5 – пробуренные скважины

минерализации показывают первичную минерагеническую специализацию массивов Смородинского плутона на медь, никель, титан и благородные металлы [6].

Интрузивные образования новогольского комплекса располагаются на востоке ВКМ, в центральной части Хоперского мегаблока, где они прорывают сланцы, метапесчаники и метаэффузивы воронцовской серии (рис. 1, г). В настоящее время к новогольскому комплексу достоверно отнесены и заверены бурением лишь два крупных кольцевых лополитоподобных массива – Новогольский (191 км²) и Козловско-Жердевский (около 405 км²), а Новохоперско-Борисоглебская группа интрузий (около 805 км²) и расположенные севернее мелкие интрузивы выделяются лишь на основе геофизической информации. Массивы предположительно имеют углы падения от сравнительно пологих (15–30°) на бортах до более крутых (60°) ближе к центральной части. Слагающий их сингенетический ряд пород аналогичен дифференцированным телам смородинского комплекса – от оливиновых габбродолеритов и габбродолерит-троктолитов до долерит-пегматитов через оливинсодержащие и безоливиновые разности [7].

Методы исследования

Для проведения анализа исследованы содержания и особенности распределения лантаноидов, являющихся высокочувствительными геохимическими индикаторами магматических процессов, значительно более контрастными, чем петрогенные элементы в системе минерал–расплав. Анализ их содержания и характера распределения в сингенетическом ряду пород позволяет определить некоторые особенности эволюции исходного расплава. Для этой цели было произведено определение концентраций редкоземельных элементов высокоточным качественным методом плазмен-

ной спектроскопии – ICP MS в ИГЕМ РАН (аналитик С. А. Горбачева) и SURRC (Scottish Universities Reactor Research Centre, East Kilbride, Scotland, аналитик Л. В. Шумлянский). Для проведения анализа были отобраны представительные пробы из участков, характеризующих максимально полный обзор основных петрографических видов пород из различных участков разреза, наименее подвергшихся воздействию наложенных процессов.

Измерение концентраций лантаноидов проводилось стандартным методом. Около 0,1 г порошковой пробы для измерения концентраций редкоземельных элементов взвешивалось в 15-миллитровом тefлоновом лабораторном стакане с закручивающейся крышкой (Saville®) и растворялось в перхлоровой кислоте на разогретой плите до растворения шпинелевых фаз. Далее образцы помещались в 2,5 мл 16-нормальной азотной кислоты, затем перемещались в стеклянные колбочки, разбавлялись до 100 мл деионизированной водой и переливались для хранения в полиэтиленовые бутылочки. Общее содержание компонентов в холостых пробах при процедуре растворения не отличается от фоновых значений, даваемых масс-спектрометром индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS). Процесс измерения концентраций производился с использованием VG Elemental PQ2 plus ICP-MS с небуляризатором Мейнхарда и водоохлаждаемой стеклянной камерой распыления Скотта. Детали применявшегося протокола измерения на ICP-MS описаны в [8].

В лаборатории ИГЕМ РАН процесс измерения проводился на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой серии X^{II} ICP-MS Thermo Scientific с пробоподготовкой в микроволновой системе Milestone Ethos TS и автоклавном комплексе для химического разложения проб по стандартной методике.

Теоретические основы закономерностей поведения лантаноидов в процессах внутрикамерной дифференциации базитовых массивов

Рассматривая сингенетический ряд базитовых массивов ВКМ как непрерывно дифференцированную, комплементарную ассоциацию, образовавшуюся вследствие фракционирования из начального расплава оливинов, плагиоклазов и пироксенов, изменение содержаний и характер распределения РЗЭ в них является направленным и закономерным. Известно [9, 10], что распределение лантаноидов в процессе кристаллизационной дифференциации в магматической камере контролируется величиной коэффициента распределения D_1^s в системе минерал–расплав, которые в большинстве случаев (за исключением граната и некоторых акцессорных минералов) меньше единицы. Следовательно, редкоземельные элементы в процессе кристаллизационной дифференциации закономерно накапливаются в поздних продуктах кристаллизации. Различные величины D_1^s разных групп лантаноидов в минерале на фоне накопления суммы РЗЭ приводят к дифференциации редких земель по составу. В работе Г. С. Бармина и др. [11] на основании обобщения экспериментальных данных и данных о распределении РЗЭ между фенокристаллами и закалочными стеклами вулканитов в системах с различным уровнем кремнекислотности в определенном интервале температур вычислены D_1^s порообразующих минералов.

На рис. 2 приведены результаты расчета величин D_1^s между некоторыми порообразующими минералами и расплавом при 1200 °С и 50 вес. %

SiO_2 . Анализ рассчитанных D_1^s показывает, что удаление из системы оливина приводит к значительному неравномерному обогащению остаточного расплава РЗЭ с преимущественным накоплением легких лантаноидов. Аналогичным образом на распределение РЗЭ влияет фракционирование окисных рудных фаз – ильменита и магнетита. Ромбический пироксен имеет коэффициенты распределения на порядок выше, чем у оливина, поэтому его фракционирование незначительно повышает концентрацию РЗЭ в остаточном расплаве, но при этом происходит дифференциация лантаноидов по составу: тяжелые редкие земли (HREE: Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) удаляются вместе с ортопироксеном, а легкие редкие земли (LREE: La, Ce, Pr) обогащают остаточный расплав. Фракционирование моноклинного пироксена незначительно обогащает остаточный расплав всеми РЗЭ, особенно легкими и европием. Фракционирование плагиоклаза способствует накоплению в конечных дифференциатах иттриевой группы РЗЭ и всегда сопровождается появлением европиевой аномалии. Однако значения D_1^s в работах различных авторов испытывают некоторые колебания. Так, в работах [9, 12, 13] принимается $K_{Ol}^L = 0,01$ для всего спектра РЗЭ (при $P = 5 \text{ kbar}$ и $T = 1100\text{--}1300 \text{ }^\circ\text{C}$) без дифференциации для легких и тяжелых лантаноидов. Также необходимо упомянуть о слабой изученности распределения РЗЭ в базальтоидной магматической системе с участием флюидной фазы, которая оказывает значительное влияние на перераспределение РЗЭ в базальтоидном расплаве [14]. В частности показано, что эффективность выноса европия флюидом (относительно других

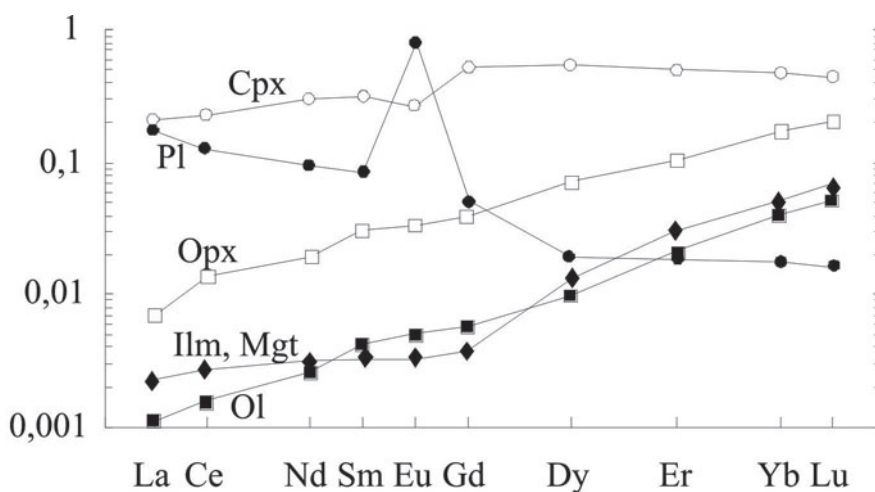


Рис. 2. Коэффициенты распределения РЗЭ между породообразующими минералами и расплавом, по [11]

РЗЭ) заметно выше, чем плагиоклазом. Следовательно, высока вероятность появления европиевого минимума в результате воздействия подкисленного флюида, а не фракционирования плагиоклаза.

Интерпретация полученных данных

Ольховский габбронорит-кварцмонцитовый плутон

Общее содержание редкоземельных элементов в породах первой фазы Ольховского массива неустойчиво и варьирует от 61 до 152 г/т (табл. 1). Непостоянен также характер их распределения. Так, отношение La/Yb , характеризующее соотношение легких и тяжелых лантаноидов, изменяющееся в процессе эволюции расплава, колеблется от 6,3 до 16,2. Фракционирование полевых шпатов, избирательно концентрирующих европий, приводит к уменьшению относительного содержания этого элемента к поздним дифференциатам. На графике хондрит-нормализованного распределения относительный дефицит европия (рис. 3) проявляется в виде

характерных отрицательных пиков, количественно он выражается показателем $\sigma Eu = Eu / Eu^*$, где Eu – реальное содержание европия в образце, нормированное по хондриту, а Eu^* – хондрит-нормализованное, рассчитываемое как среднее по Sm и Gd , не аномальное содержание европия. Значение σEu в породах первой фазы варьирует от 0,61 до 1,08.

Наблюдаемые изменения характера распределения и содержаний редкоземельных элементов позволяют сделать предположение о формировании кварцевых габброноритов краевых и внутренних частей интрузий первой фазы в результате кристаллизации в различной степени эволюционировавшей исходной магмы. Кварцевые габбронориты внутренней краевой части интрузии образовались на ранних этапах фракционирования исходного расплава и более достоверно отражают его состав.

На основании особенностей поведения РЗЭ в составе пород первой фазы выделяется следующий ряд: от кварцевых габброноритов внутренней час-

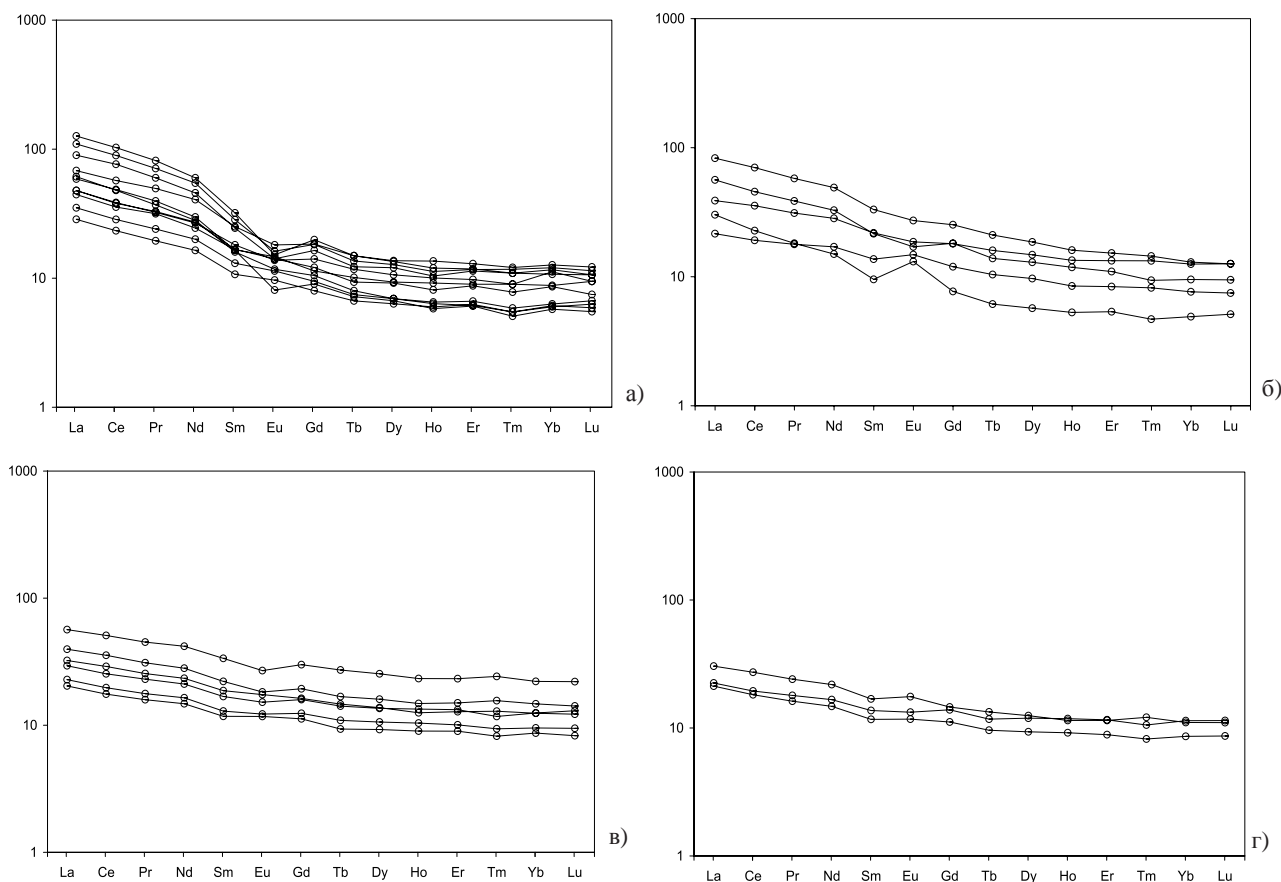


Рис. 3. Спайдер-диаграммы хондрит-нормализованных распределений РЗЭ. Примечание: в породах магматических комплексов: а) ольховского; б) золотухинского; в) смородинского; г) новогольского. Нормирование производится к хондриту CI [15]

Полученные результаты

Таблица 1

Содержание РЗЭ в породах некоторых магматических комплексов докембрийского фундамента ВКМ (г/т)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ TR	La/Yb	σEu
1	11,70	24,30	3,17	12,90	2,58	0,82	2,47	0,35	2,33	0,46	1,45	0,20	1,42	0,19	64,34	8,24	1,00
2	8,60	18,20	2,32	9,50	2,01	0,66	1,93	0,28	1,76	0,37	1,10	0,15	1,04	0,17	48,09	8,27	1,03
3	7,00	14,90	1,88	7,80	1,65	0,56	1,63	0,25	1,61	0,34	1,04	0,14	0,99	0,16	39,95	7,07	1,05
4	10,90	22,70	3,05	11,60	2,56	0,85	2,32	0,38	2,37	0,52	1,49	0,23	1,45	0,24	60,66	7,52	1,08
5	16,70	36,50	4,78	19,30	3,87	1,05	3,75	0,56	3,47	0,77	2,15	0,31	2,09	0,31	95,61	7,99	0,85
6	22,00	48,80	5,78	21,70	3,77	0,82	3,35	0,46	3,06	0,59	1,89	0,28	1,77	0,27	114,54	12,43	0,71
7	31,00	65,60	7,68	28,40	4,93	0,88	4,05	0,56	3,42	0,68	1,96	0,28	1,92	0,27	151,81	16,15	0,61
8	14,4	31,00	3,82	14,10	2,53	0,47	1,84	0,27	1,70	0,33	1,01	0,13	0,95	0,14	72,69	15,16	0,66
9	26,90	57,00	6,83	25,90	4,37	0,94	3,73	0,51	3,24	0,64	1,94	0,30	1,99	0,29	134,58	13,52	0,72
10	11,70	24,60	3,12	12,70	2,79	0,80	2,87	0,44	2,70	0,57	1,62	0,23	1,85	0,24	66,23	6,32	0,87
11	15,00	30,60	3,57	13,30	2,46	0,68	2,14	0,30	1,76	0,36	1,02	0,14	1,01	0,15	72,49	14,85	0,91
12	5,28	12,21	1,72	8,09	2,11	0,86	2,44	0,39	2,46	0,48	1,39	0,21	1,26	0,19	39,09	4,19	1,17
13	7,40	14,50	1,75	7,10	1,47	0,76	1,57	0,23	1,45	0,30	0,89	0,12	0,81	0,13	38,48	9,14	1,54
14	9,53	22,65	3,00	13,42	3,36	1,08	3,68	0,60	3,76	0,76	2,21	0,34	2,07	0,32	66,78	4,60	0,95
15	13,8	29,10	3,72	15,50	3,32	0,99	3,70	0,52	3,29	0,67	1,82	0,24	1,57	0,24	78,48	8,79	0,87
16	20,31	44,71	5,57	23,26	5,11	1,58	5,16	0,79	4,72	0,91	2,53	0,37	2,14	0,32	117,48	9,49	0,95
17	7,20	16,20	2,22	10,00	2,59	0,88	3,25	0,53	3,45	0,76	2,20	0,30	2,06	0,33	51,97	3,50	0,93
18	5,00	11,20	1,53	7,00	1,81	0,68	2,29	0,35	2,35	0,51	1,49	0,21	1,43	0,21	36,06	3,50	1,02
19	5,60	12,60	1,71	7,80	1,99	0,71	2,53	0,41	2,69	0,59	1,67	0,24	1,57	0,24	40,35	3,57	0,97
20	7,91	18,50	2,46	11,10	2,88	1,01	3,32	0,55	3,49	0,71	2,12	0,33	2,05	0,31	56,74	3,86	1,01
21	9,71	22,65	2,99	13,33	3,41	1,06	3,95	0,63	4,07	0,84	2,49	0,40	2,43	0,36	68,32	4,00	0,89
22	13,84	32,49	4,35	19,81	5,17	1,56	6,11	1,02	6,45	1,32	3,86	0,62	3,65	0,56	100,81	3,79	0,85
23	5,20	11,60	1,56	7,00	1,80	0,68	2,27	0,36	2,37	0,52	1,47	0,21	1,42	0,22	36,68	3,66	1,03
24	5,50	12,40	1,73	7,90	2,11	0,77	2,83	0,44	3,03	0,67	1,92	0,27	1,88	0,29	41,74	2,93	0,96
25	7,46	17,38	2,32	10,36	2,60	1,02	2,97	0,50	3,17	0,65	1,90	0,31	1,82	0,28	52,74	4,10	1,13

Примечание: 1–11 – **ольховский комплекс:** 1–4 – кварцевые габбронориты «внутренней» серии: 1 – скважина № О-4, глубина 456,2 м; 2 – скважина № О-4, глубина 459,5 м; 3 – скважина № О-4, глубина 603,5 м; 4 – скважина № О-4, глубина 641,5 м; 5 – скважина № О-3, глубина 794,2 м (кварцевый габбронорит «внешней» серии); 6–9 – кварцевые монзониты: 6 – скважина № 8846, глубина 370,6 м; 7 – скважина № 8846, глубина 420,2 м; 8 – скважина № 8846, глубина 550,3 м; 9 – скважина № 8846, глубина 715,9 м; 10 – скважина № 8847, глубина 465,6 м (дайка андезибазальта в пределах плутона); 11 – скважина № 8847, глубина 547,5 м (андезитовый плагиопорфирит); 12–16 – **золотухинский комплекс:** 12 – скважина № 3009, глубина 416,2 м (среднезернистый неизменный слабо амфиболитизированный габбронорит, подстилающий Смородинский габбродолеритовый массив); 13–16 – крупнозернистые амфиболитизированные габбронориты, перекрывающие Смородинский габбродолеритовый массив: 13 – скважина № 3022, глубина 400,0 м; 14 – скважина № 3022, глубина 528,5 м; 15 – скважина № 3024, глубина 431,5 м; 16 – скважина № 3024, глубина 569,2 м; 17–22 – **смородинский комплекс:** 17 – скважина № 3032, глубина 436,0 м (порфировый микродолерит); 18 – скважина № 3012, глубина 508,2 м (троктолитовый габбродолерит); 19 – скважина № 3030, глубина 325,0 м (оливиновый габбродолерит, перекрывающий троктолитовые габбродолериты); 20 – скважина № 3009, глубина 318,5 м (оливиновый габбродолерит); 21 – скважина № 3009, глубина 289,7 м (оливиносодержащий габбродолерит, перекрывающий долерит-пегматит); 22 – скважина № 3012, глубина 447,0 м (габбродолерит с гранофировыми жилами); 23–25 – **новогольский комплекс:** 23 – скважина № 8324, глубина 492,0 м (оливиновый габбродолерит, подстилающий троктолитовые габбродолериты); 24 – скважина № 8324, глубина 409,8 м (оливиновый габбродолерит, из верхней части массива); 25 – скважина № 8893, глубина 512,5 м (безоливиновый габбродолерит). Анализы 1–11, 23–25 ICP-MS – ИГЕМ РАН; 12–22 – ICP-MS – SURRC (Scottish Universities Reactor Research Centre, East Kilbride, Scotland).

ти базитового кольца ($\Sigma TR - 39-64$ г/т, $La/Yb - 7-8,3$, $\sigma Eu - 1,0$) через кварцевые габбронориты внешней части ($\Sigma TR - 96$ г/т, $La/Yb - 8$, $\sigma Eu - 0,85$) к кварцевым монцонитам апикальной части ($\Sigma TR - 72-151$ г/т, $La/Yb - 12-16$, $\sigma Eu - 0,6-0,7$). Следовательно, выявленная на минералогическом и петрохимическом уровне принадлежность пород первой фазы к непрерывной габбронорит-кварцмонцонитовой серии подтверждается характерными изменениями концентраций и соотношений лантаноидов, ведущим процессом при ее формировании являлось фракционирование плагиоклаз – двупироксеновой ассоциации с увеличением роли плагиоклаза к конечным дифференциатам.

Смородинский плутон (золотухинский дунит-периidotит-габброноритовый комплекс)

Общее содержание редкоземельных элементов в габброидах второй фазы золотухинского комплекса, вскрытой скважинами в пределах Смородинского массива, колеблется от 38 до 117 г/т (табл. 1). Отношение La/Yb изменяется от 4,2 до 9,5.

Относительные содержания европия уменьшаются к поздним дифференциатам от 1,54 до 0,87, что также обусловлено фракционированием полевых шпатов. Подобный характер распределения РЗЭ может свидетельствовать либо о значительной роли фракционирования полевых шпатов в процессе становления интрузивов золотухинского комплекса, вплоть до формирования анортозитовых горизонтов, либо о гидротермальном нарушении закрытой системы в процессе слабой амфиболитизации пород вследствие метаморфических преобразований.

Смородинский плутон (смородинский троктолит-габбродолеритовый комплекс)

Анализ распределения редкоземельных элементов в породах смородинского комплекса позволяет сделать выводы о принадлежности исследуемых образований к платформенным базитам. Общее содержание РЗЭ также изменяется от 36 до 100 г/т (табл. 1), но отношение La/Yb достаточно стабильно – 3,5–4,0, что подтверждается пологими наклонами хондрит-нормализованных вариантных линий распределения редкоземельных элементов (рис. 3). В сингенетически родственном ряду пород прослеживаются следующие закономерности: в порфирировых микродолеритах контактовой зоны массива, предположительно отвечающей первичному магматическому расплаву, общее содержание РЗЭ составляет 52 г/т, $La/Yb - 3,5$, $\sigma Eu - 0,93$. Фракционирование РЗЭ осуществляется от ранних диф-

ференциатов из нижних частей массива ($\Sigma TR - 36-40$ г/т, $La/Yb - 3,5$, $\sigma Eu - 0,97-1,02$) через оливинные габбродолериты средних ритмов ($\Sigma TR - 56,7$ г/т, $La/Yb - 3,86$, $\sigma Eu - 1,01$) к оливин- и кварцсодержащим габбродолеритам верхних частей интрузии ($\Sigma TR - 68-100$ г/т, $La/Yb - 3,8-4$, $\sigma Eu - 0,85-0,89$). Таким образом, выявленные для дифференциатов Ольховского плутона закономерности прослеживаются и для сингенетического ряда интрузива трапповой формации.

Новогольский троктолит-габбродолеритовый комплекс

Описанные выше закономерности идентичны и для пород новогольского комплекса, однако вследствие крайне малого количества анализов (3 определения) определить путь фракционирования РЗЭ в сингенетическом ряду невозможно. В целом, породы комплекса характеризуются сопоставимыми со смородинским комплексом значениями суммы РЗЭ – 36,7–52,7 г/т, возрастающими по мере дифференциации пород; отношением $La/Yb - 2,93-4,10$ и практическим отсутствием европиевых аномалий – $\sigma Eu - 0,96-1,13$.

Обсуждение полученных результатов

Исследование закономерностей распределения редкоземельных элементов в зависимости от положения анализируемой породы в сингенетически родственном ряду показало четко выявленную закономерность, на которую не оказывают влияние формационная принадлежность изученных базитовых массивов и геодинамическая природа их формирования.

В чем же заключается подобная закономерность и как ее можно использовать для установления сингенетичности пород, вскрытых скважинами в условиях «закрытого» региона с мощным перекрывающим докембрийские образования осадочным чехлом?

В качестве критерия единых условий формирования пород, изменение концентраций и соотношений РЗЭ в которых будет зависеть лишь от параметров кристаллизационный дифференциации магмы и перераспределения в объеме массива основных породообразующих минеральных фаз, выбран характер поведения редких земель по отношению к предполагаемому первичному расплаву. В качестве эталонных значений выбраны наименее дифференцированные фазы (для Ольховского массива) или контактовые зоны (для Смородинского троктолит-габбродолеритового массива), т. к. исследование распределения редкоземельных

элементов в них произведено в значительном спектре дифференциатов и позволяет проследить максимально разнообразные стадии процесса породной дифференциации. Анализ закономерностей осуществляется путем нормирования установленных концентраций РЗЭ в породах к эталонному значению.

Однако прежде чем переходить к анализу, необходимо оценить степень изохимической однородности магматической системы, которая проводится по методу Барберга и др. [16], основанному на закономерности накопления легких РЗЭ, в особенности лантана, в процессе кристаллизационной дифференциации.

Таблица 2

Концентрации РЗЭ и соотношение La/La^0 в породах ольховского и смородинского комплексов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La/La ⁰	1,36	2,38	3,17	1,00	0,69	0,78	1,10	1,35	1,92
Σ TR	53,26	95,61	118,41	51,97	36,06	40,35	56,74	68,32	100,81
LREE	32,18	57,98	80,25	25,62	17,73	19,91	28,87	35,35	50,68
MREE	15,75	28,53	30,9	17,25	12,13	13,44	18,86	22,38	33,67
HREE	5,31	9,1	7,26	9,1	6,2	7	9,1	10,59	16,46

Примечание: 1–3 – ольховский комплекс: 1 – кварцевые габбронориты «внутренней» части (скв. О-4, среднее по 4 образцам); 2 – кварцевый габбронорит «внешней» части (скв. О-3, глубина 794,2 м); 3 – кварцевые монцитониты апикальной части плутона (скв. 8846, среднее по 4 образцам); 4–9 – смородинский комплекс: 4 – порфиновый микродолерит (скв. № 3032, глубина 436,0 м); 5 – габбродолерит-троктолит (скв. № 3012, глубина 508,2 м); 6 – оливинный габбродолерит, перекрывающий габбродолерит-троктолиты (скв. № 3030, глубина 325,0 м); 7 – оливинный габбродолерит из верхней части горизонта (скв. № 3009, глубина 318,5 м); 8 – оливинсодержащий габбродолерит, перекрывающий долерит-пегматит (скв. № 3009, глубина 289,7 м); 9 – габбродолерит с гранофировыми жилами (скв. № 3012, глубина 447,0 м). LREE – группа легких РЗЭ (La, Ce, Pr), MREE – группа средних РЗЭ (Nd, Sm, Gd, Tb), HREE – группа тяжелых РЗЭ (Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). La⁰ – содержание лантана в самих ранних членах дифференцированного ряда. В данном случае используется содержание лантана в наименее дифференцированных габброноритах для ольховского (скв. О-4, глубина 603,5 м) и в порфириновых микродолеритах для смородинского комплекса (скв. № 3032, глубина 436,0 м).

В целом, сингенетический ряд пород Ольховского плутона характеризуется равномерным распределением РЗЭ (рис. 4, т. 1–3), с четким накоплением легких редких земель к конечным дифференциатам, обусловившим и рост суммарных концентраций лантаноидов. Отсутствие резких, «пробивающих» значений средних и тяжелых РЗЭ является свидетельством равновесия кристаллизующейся системы, а само распределение обусловлено закономерным фракционированием ликвидусных плагиоклазов и пироксенов. Равновесность системы подтверждается La/La^0 -отношением, которое возрастает от 1,36 до 3,17 от ранних дифференциатов к поздним (табл. 2).

Сингенетический ряд пород Смородинского массива характеризуется равномерным распределением РЗЭ (рис. 4, т. 4–9), при равных отношениях между LREE, MREE и HREE во всем породном ряду, что, по-видимому, является свидетельством равновесия кристаллизующейся системы закрыто-

го типа, а само распределение также обусловлено закономерным фракционированием ликвидусных оливина, плагиоклазов и пироксенов. Стоит отметить, что во всех случаях содержания редких земель и их соотношения в порфириновых микродолеритах Смородинского массива имеют средние значения относительно пород сингенетического ряда, что служит доказательством возможности использования состава контактовых зон массива как аналога первичного расплава для решения петрологических задач.

Распределение РЗЭ, нормированное к ранним дифференциатам первой фазы Ольховского плутона (рис. 5), относительно равномерное для габброноритов «внутренних» и «внешних» краевых частей массивов при закономерном накоплении лантаноидов в конечных дифференциатах, контролируемое фракционированием плагиоклаз – двупироксеновой ассоциации, с увеличением роли плагиоклаза к наиболее кислым дифференциатам.

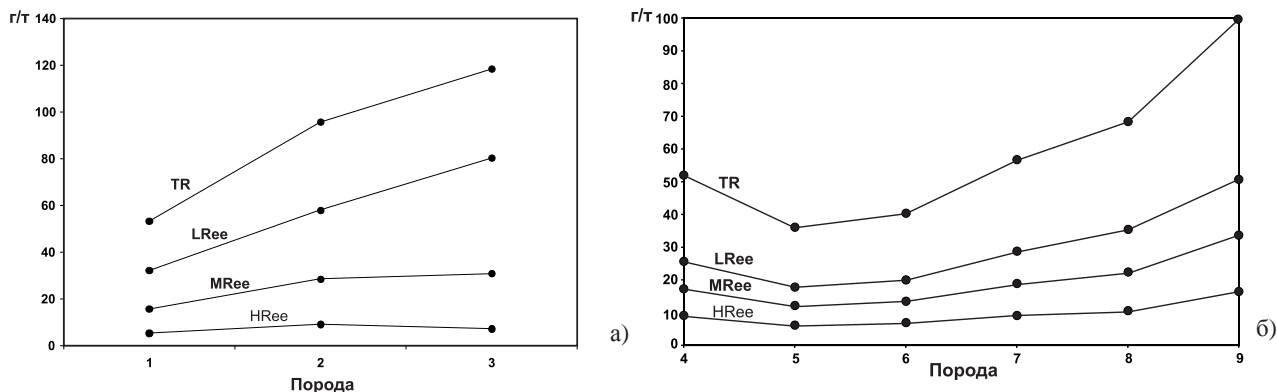


Рис. 4. Изменение концентраций и характера соотношений РЗЭ в породах Ольховского и Смородинского плутонов. Примечание: условные обозначения см. в табл. 2

Вопрос сингенетичности даек андезибазальта и андезитового плагиопорфирита, прорывающих породы первой фазы ольховского комплекса и вскрытых в скважине 8847, решается путем нормирования измеренных в них концентраций лантаноидов к интрузивным габброноритам ранних дифференциатов (рис. 5). Нормированное распо-

ложение и андезибазальта и андезитового плагиопорфирита закономерно расположено в верхней части поля «внутренних» краевых частей массива, представленных кварцевыми габброноритами, что подтверждает сделанный вывод об их едином последовательно эволюционирующем магматическом источнике.

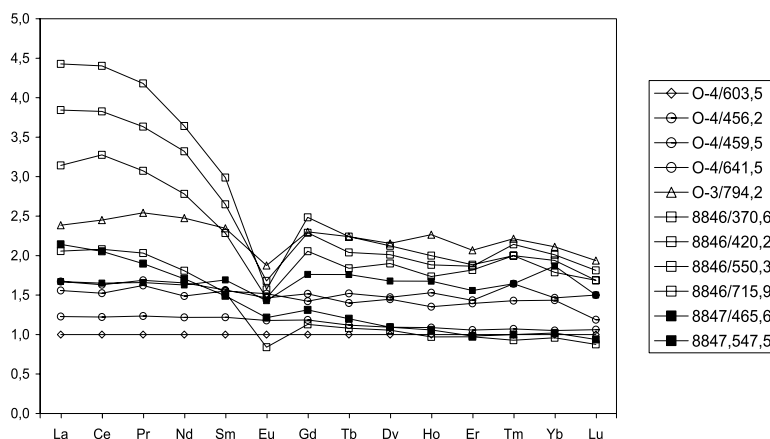


Рис. 5. Распределение РЗЭ в породах ольховского комплекса, нормированное по отношению к наименее дифференцированным габброноритам (скв. О-4, глубина 603,5 м). Условные обозначения: 1 – эталонный габбронорит; 2 – кварцевые габбронориты «внутренней» зоны; 3 – кварцевые габбронориты «внешней» зоны; 4 – кварцевые монциты апикальной части; 5 – дайки в пределах плутона: андезибазальт и андезитовый плагиопорфирит

Распределение РЗЭ, нормированное к порфиловым микродолеритам Смородинского массива (рис. 6, а), относительно равномерное при закономерном накоплении лантаноидов в конечных дифференциатах. Общий избыток Тм, вероятно, обусловлен неравновесным распределением этого элемента в порфиловых микродолеритах, где отмечается отрицательная аномалия Тм, по отношению к средней линии тренда распределения РЗЭ.

Сравнение распределения лантаноидов в породах Смородинского габбродолеритового массива и габброноритах второй фазы золотухинского комплекса показало явное отличие вариационных линий (рис. 6, б). Если допустить, что амфиболизированные крупнозернистые габбронориты, вскрытые в скважинах № 3021, 3022 и 3024, являются конечными дифференциатами родоначальной магмы, единой с габбродолеритовым породным рядом, то вариации отношений лантаноидов, нормированные

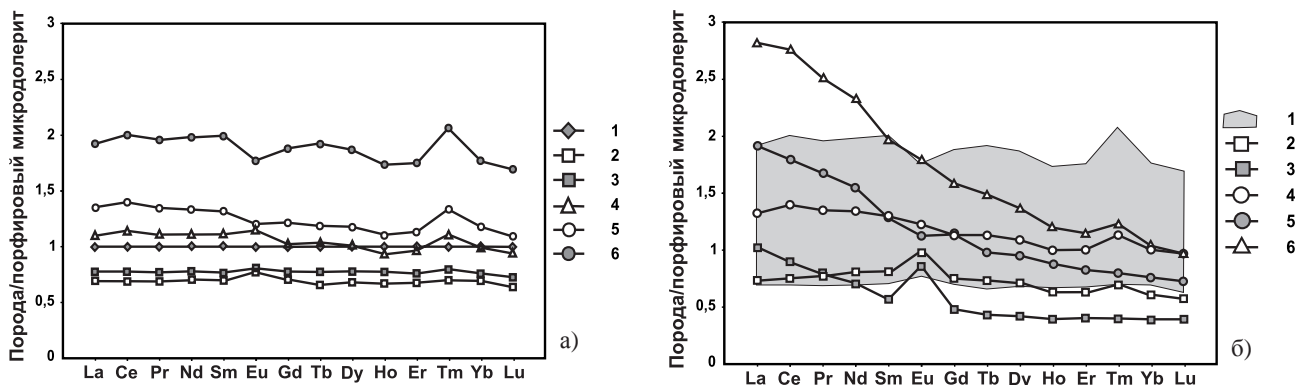


Рис. 6. Распределение РЗЭ, нормированное по отношению к породам зоны закалки Смородинского габбро-дolerитового массива (скв. № 3032, глубина 436,0 м) в породах: а) смородинского комплекса; б) золотухинского комплекса, относительно эталонных габбро-дolerитов смородинского комплекса. Условные обозначения: а) 1 – порфирный микродolerит (скв. № 3032, глубина 436,0 м); 2 – троктолитовый габбро-дolerит (скв. № 3012, глубина 508,2 м); 3 – оливинный габбро-дolerит, перекрывающий троктолитовые габбро-дolerиты (скв. № 3030, глубина 325,0 м); 4 – оливинсодержащий габбро-дolerит, перекрывающий долерит-пегматит (скв. № 3009, глубина 289,7 м); 5 – оливинный габбро-дolerит (скв. № 3009, глубина 318,5 м); 6 – габбро-дolerит с жилами гранофилов (скв. № 3012, глубина 447,0 м); б) 1 – поле распределения РЗЭ в габбро-дolerитах Смородинского массива (см. а); 2 – габбро-норит, подстилающий габбро-дolerитовый массив (скв. № 3009, глубина 416,2 м); 3–5 – амфиболитизированные габбро-нориты, перекрывающие Смородинский габбро-дolerитовый массив (3 – скв. № 3022, глубина 400,0 м; 4 – скв. № 3022, глубина 528,5 м; 5 – скв. № 3024, глубина 431,5 м; 6 – скв. № 2034, глубина 564,2 м)

к контактовым зонам, должны быть идентичным таковым для габбро-дolerитов и отличаться только количественными отношениями, отражающими дальнейшее развитие магматической системы. Однако их явное дискордантное отношение к распределению лантаноидов, характеризующих габбро-дolerитовую систему, указывает на иную природу габбро-норитов, что также подчеркивается близкими характеристиками распределения РЗЭ с габбро-норитами, подстилающими габбро-дolerитовое тело, проанализированными в скважине № 3009, глубина 416,2 м.

Выводы

Проведен анализ содержания и характера распределения лантаноидов в сингенетическом ряду пород основных петротипических массивов, характеризующих магматические комплексы палеопротерозоя: ольховский габбро-норит-кварцмонзонит-гранитный (первая, габброидная фаза), золотухинский дунит-перидотит-габбро-норитовый, смородинский и новогольский троктолит-габбро-дolerитовые.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н. М. Возраст пород ранней фазы Ольховского габбро-норит-кварцмонзонит-гранитного кольцевого плутона Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов [и др.] // Доклады РАН. – М., 1998 (1). – Т. 359. – № 5. – С. 680–682.

Предложена методика диагностики единства условий формирования пород, в которых изменение концентраций и соотношений РЗЭ зависит лишь от параметров кристаллизационной дифференциации магмы и перераспределения в объеме массива основных породообразующих минеральных фаз. В качестве критерия предложен характер поведения редких земель, нормированный к предполагаемому первичному расплаву.

Анализ комагматичности дайковых образований с породами первой фазы Ольховского плутона, а также определение ансингенетичности пространственно совмещенных в пределах Смородинского плутона образований золотухинского и смородинского комплексов доказывают возможность использования лантаноидов для этих целей.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» ГК 02.740.11.0021 и ГК П171, гранта РФФИ – 08-05-00158-а

2. Рыборак М. В. Геология, петрология и металлогенетическая специализация Ольховского кольцевого габбро-норит-кварцмонзонит-гранитного плутона (Воронежский кристаллический массив) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / М. В. Рыборак. – Воронеж, 1999. – 24 с.

3. Чернышов Н. М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) / Н. М. Чернышов. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
4. Рыборак М. В. О минеральном составе и номенклатуре основных пород Ольховской кольцевой интрузии / М. В. Рыборак // Вестник ВГУ. Сер.: Геол. – Воронеж, 1996. – № 2. – С. 48–51.
5. Рыборак М. В. Геохимические признаки генетической связи пород Ольховской кольцевой интрузии / М. В. Рыборак // Тезисы докладов международного симпозиума по прикладной геохимии стран СНГ. – М., 1997. – С. 303–304.
6. Альбеков А. Ю. Геолого-минерогеническая характеристика интрузивных образований Смородинского участка (КМА) / А. Ю. Альбеков // Материалы XV Российской молодежной научной конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Крайца «Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий». – СПб. : ИГТД РАН, 2004. – С. 13–15.
7. Альбеков А. Ю. Геология, петрология и минерогеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. Ю. Альбеков. – Воронеж, 2002. – 24 с.
8. Olive V. A protocol for the determination of the rare earth elements at picomole level in rocks by ICP-MS: Results on geological reference materials USGS PCC-1 and DTS-1 / V. Olive, R. M. Ellam, L. Wilson // Geostandards Newsletter – the Journal of Geostandards and Geoanalysis, 2001. – Vol. 25. – P. 219–228.
9. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – М. : Наука, – 1976. – 265 с.
10. Schnetzler C. C. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rockforming mineral phenocrysts / C. C. Schnetzler, J. A. Philpotts // Geochim. et cosmochim. acta. – 1970. – V. 34. – № 3. – P. 331–348
11. Бармин Г. С. Моделирование спектров редкоземельных элементов в гипабиссальных породах кроноцкой серии (Восточная Камчатка) / Г. С. Бармин, А. А. Арискин, Г. М. Колесов // Геохимия. – 1991. – № 8. – С. 1122–1132.
12. D'Argo P. Origin of the garnet pyroxenite xenoliths at Salt Lake crater, Oahu / P. D'Argo, M. Lagache // Eur. J. Miner. – 1989. – № 1. – P. 783–790.
13. Green T. Y. Derivation of K-rich ultramafic magmas from a peridotitic mantle source / T. Y. Green, N. J. Pearson // Geochim. et cosmochim. acta. – 1985. – V. 49. – № 6. – P. 1465–1468.
14. Жариков В. А. Экспериментальное изучение распределения редкоземельных элементов между флюидом и базальтовым расплавом при $P = 5$ кбар и $T = 1100\text{--}1300^\circ$ / В. А. Жариков, Н. С. Горбачев // Доклады Академии наук. – Геохимия. – 1993. – Т. 330. – № 3. – С. 363–365.
15. Palme H. Abundances of the elements in the solar system / H. Palme, H. Beer // Landolt-Borstein Group VI: astronomy and astrophysics: instruments; methods; Solar System. Berlin: Springer, 1993. – P. 196–221.
16. Barbert F. The Afar Stratoid Series and the magmatic evolution of East Africa rift system / F. Barbert, R. Santacrose // Soc. Geol. France. – 1980. – V. 22. – № 6. – P. 891.

Рецензент В. Л. Бочаров

Воронежский государственный университет

А. Ю. Альбеков, доцент кафедры минералогии и петрологии, кандидат геолого-минералогических наук

Тел. 8 (4732) 207-966
maximm.r@gmail.com

М. В. Рыборак, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий минерогенической лабораторией кафедры минералогии и петрологии

Тел. 8 (4732) 208-779
maximm.r@gmail.com

Voronezh State University

A. Yu. Al'bekov, Associate Professor, Chair of Mineralogy and Petrology, Candidate of Geology-Mineralogical Science

Тел. 8 (4732) 207-966
maximm.r@gmail.com

M. V. Ryborak, Candidate of the Geological and Mineralogical Sciences, Chief of the Science Minerogenic Laboratory, Chair of Mineralogy and Petrology

Тел. 8 (4732) 208-779
maximm.r@gmail.com