

УДК 546.654:552.23(470.323)
DOI: 10.7868/S25000640200103

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛАНТАНОИДОВ
В УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ АССОЦИАЦИЯХ
ЗОЛОТУХИНСКОГО КОМПЛЕКСА
НА ПРИМЕРЕ СМОРОДИНСКОГО ПЛУТОНА
(КУРСКИЙ БЛОК ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА)**

© 2020 г. П.С. Бойко¹, А.Ю. Альбеков¹, О.Г. Резникова¹

Аннотация. Проблема установления формационной принадлежности и геодинамической природы формирования дунит-перидотит-габброноритовой породной ассоциации золотухинского комплекса Курского блока Воронежского кристаллического массива до настоящего времени является актуальной задачей, так как долгое время породы этого комплекса ошибочно определялись как часть мамонского комплекса Воронежского кристаллического массива. Прикладное значение более подробных исследований золотухинского комплекса связано с возможностью обнаружения в его породах благороднометалльной минерализации и промышленных концентраций ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд, а также рудопроявлений меди и никеля.

С целью установления критериев выделения золотухинского комплекса, а также определения в сингенетическом ряду пород особенностей эволюции исходного расплава были исследованы содержания и особенности распределения лантаноидов методом плазменной спектроскопии ICP-MS. Полученные данные нормализовались к хондриту и сравнивались на графиках с эталонами. Анализ закономерностей распределения редкоземельных элементов показал сингенетичность ультрамафит-мафитового ряда пород комплекса, значительное их сходство с континентальными толеитовыми базальтами и вероятную частичную ассимиляцию корового материала магматическим расплавом.

Ключевые слова: золотухинский комплекс, ультрамафит-мафиты, редкоземельные элементы, сингенетичность, контаминация, Курский блок, лантаноиды.

**DISTRIBUTION OF LANTHANIDES IN ULTRAMAFIC-MAFIC ASSOCIATIONS
OF ZOLOTUKHINSKY COMPLEX ON SMORODINSKY PLUTON EXAMPLE
(KURSK UNIT OF THE VORONEZH CRYSTAL MASSIF)**

P.S. Boyko¹, A.Yu. Albekov¹, O.G. Reznikova¹

Abstract. The problem of establishing the formation affiliation and geodynamic nature of the dunite-peridotite-gabbro-norite rock association of the zolotukhinsky complex of the Kursk block of the VKM is still an urgent task, since for a long time the rocks of this complex were mistakenly identified as a part of the mammon complex of the Voronezh crystalline massif. The practical significance of more detailed studies of the zolotukhinsky complex is associated with the possibility of detecting noble metal mineralization and industrial concentrations of vanadium-containing titanium magnetite ores, as well as copper and nickel ore occurrences in its rocks.

In order to establish the criteria for the definition of zolotukhinsky complex, as well as to identify the evolution features of the initial melt in the syngenetic type of rocks, the content and distribution of lanthanides were investigated by plasma spectroscopy method – ICP-MS. The obtained data were normalized to chondrite and compared in the charts with the standards. The analysis of the rare earth elements distribution patterns

¹ Воронежский государственный университет (Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation), Российская Федерация, 394018, г. Воронеж, Университетская пл., 1, e-mail: Reznikova_O@bk.ru

showed the syngenetics of ultramafic-mafic rocks of the complex, their significant similarity with continental tholeiitic basalts and probable partial assimilation of crustal material by magmatic melt.

Keywords: zolotukhinsky complex, ultramafic-mafic rock, rare earth element, syngenetics, contamination, Kursk unit, lanthanides.

ВВЕДЕНИЕ

Золотухинский комплекс габбронорит-гипербазитовой формации Курского блока как самостоятельная стратиграфическая единица был выделен в 1966 г. [1]. В ходе сравнения с ассоциациями пород никеленосного мамонского комплекса Хоперского блока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) было выявлено их значительное сходство, на основании которого исследуемые образования [2; 3] рассматривались как троснянско-мамонский комплекс или малоархангельский тип мамонского комплекса [4; 5]. Обоснование автономности развития Курского и Хоперского тектонических блоков ВКМ в палеопротерозое [6] обусловило невозможность причисления сходных петрографических образований к единому комплексу, и, как следствие, габбронорит-перидотитовые интрузивные массивы обрели статус самостоятельного образования – двухфазного дунит-перидотит-габброноритового золотухинского комплекса.

ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы золотухинского комплекса в пределах Курского тектонического блока ВКМ распространены среди множества дифференцированных базит-гипербазитовых массивов, вулканогенно-плутонических ассоциаций и магматических комплексов, с которыми имеют тесные пространственные взаимоотношения и сходные петрофизические свойства.

Установлено, что изучаемые образования слагают как самостоятельные интрузии (штокообразные массивы гипербазитов в пределах Золотухинского участка), так и пространственно-совмещенные базит-гипербазитовые тела овально-вытянутой или неправильной формы от 0,5 до 30 км². Породами рамы являются обоянский плутоно-метаморфический комплекс мезоархея и вулканогенно-терригенные ассоциации михайловской серии неоархея-палеопротерозоя. Петротипический для пород второй фазы Смородинский плутон (рис. 1) расположен на пересечении региональных разломов и представляет собой достаточно крупный интрузивный мас-

сив в виде круто падающего штокообразного тела ультрамафит-мафитов золотухинского, в сочетании с прорывающим его sillом габбродолеритов, смородинского комплекса [7; 8].

Породы первой фазы золотухинского комплекса представлены в разной степени измененными ультраосновными породами с преобладанием аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов. Основную часть разреза штока Смородинского плутона слагают породы второй фазы, представленные амфиболизированными или окварцованными габброноритами, содержащими ксенолиты биотитовых плагиогнейсов и ультраосновных пород первой фазы. Они совместно с гипербазитами первой фазы секутся sillом габбродолеритов и многочисленными жилами биотитовых плагиогранитов стойло-николаевского комплекса [7; 8]. Подобное совмещение разновозрастных и разнородных ассоциаций требует разработки достаточно надежных граничных критериев определения генетического родства пород и разграничения интрузивных образований. Одним из наиболее надежных критериев сингенетичности петрографических породных рядов является характер поведения и спектр распределения редкоземельных элементов – лантаноидов.

ПЕТРОХИМИЯ

Породы первой фазы характеризуются [9; 10] высоким содержанием магния (до 35 % MgO), постоянным присутствием алюминия и кальция (CaO и Al₂O₃ до 1,5–2 %), крайне низкой концентрацией щелочей и фосфора, относятся к нормальному ряду умеренноглиноземистых пород калиево-натровой серии. Породы имеют высокую общую (сумма FeO = 11,05 %) и молекулярную железистость ($f = 15,5$) и по своему химическому составу отвечают гарцбургитам-лерцолитам.

В объеме ассоциации пород второй фазы золотухинского комплекса выделено два типа пород, вероятно, сформированных на различных этапах становления массива: 1) слагающие основное тело массива мезо- и меланократовые, в различной степени амфиболизированные, крупно-среднекри-

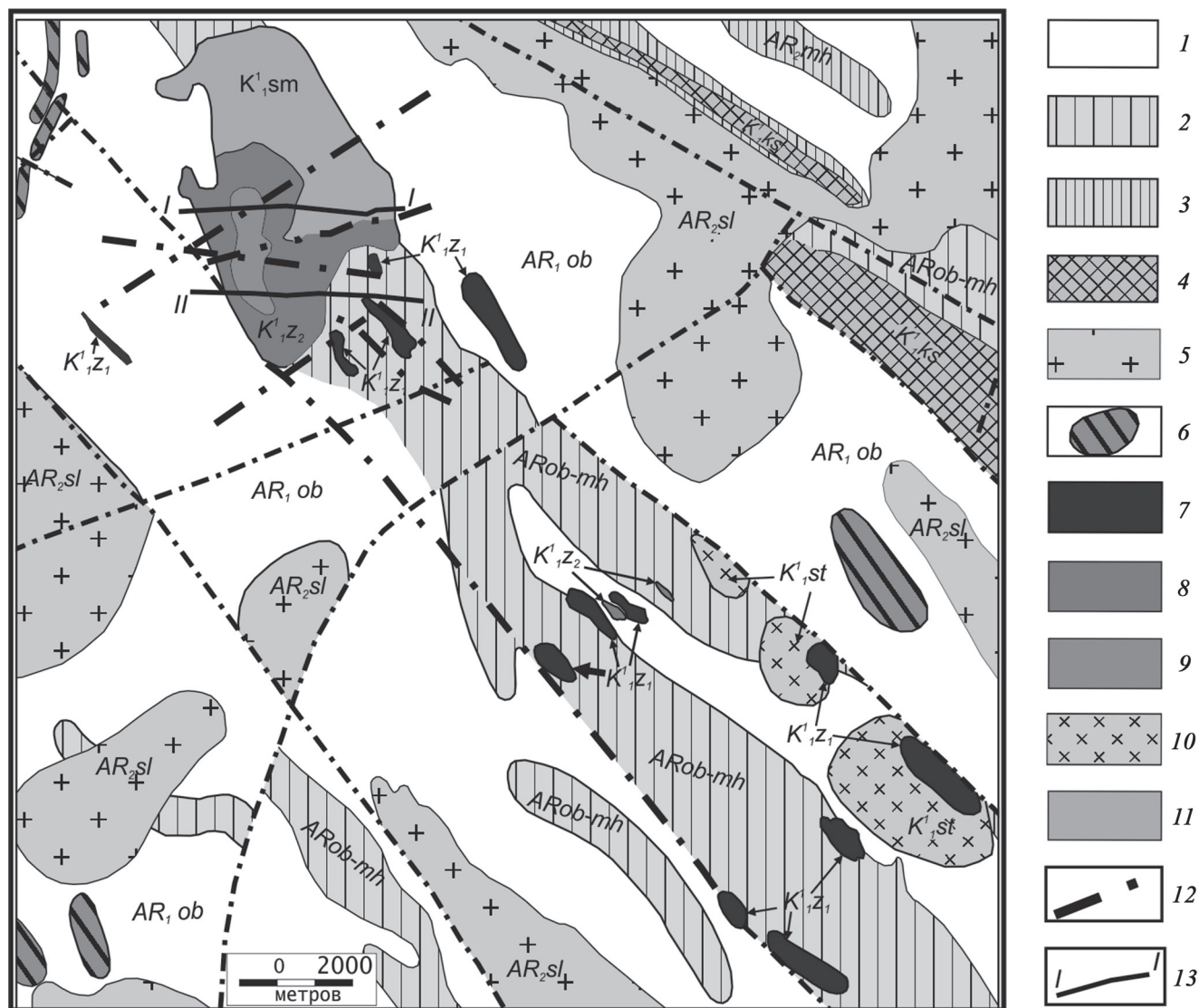


Рис. 1. Геологическая схема Смородинского и Золотухинского участков (по [3; 6] с дополнениями): 1 – гнейсы различного состава с прослоями амфиболитов и мигматитов обоянского плутоно-метаморфического комплекса; 2 – нерасчлененные породы (гранитизированные метабазиты, мигматиты, гнейсы) обоянского плутоно-метаморфического комплекса и михайловской серии; 3 – метаморфизованные кварцевые порфиры, кристаллические сланцы и метабазиты михайловской серии; 4 – железистые кварциты, слюдяные сланцы, метапесчаники и метаконгломераты, метабазиты курской серии; 5 – плагиограниты, гранодиориты, мигматиты салтыковского комплекса; 6–9 – породы золотухинского дунит-перидотит-габброноритового комплекса: 6 – нерасчлененные ультраосновные и основные породы, 7 – дуниты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты 1 фазы, 8 – габбронориты, нориты, габбро 2 фазы, 9 – микроклинизированные габбронориты апикальных частей интрузии; 10 – гранодиориты стойло-николаевского комплекса; 11 – габбродолериты смородинского комплекса; 12 – тектонические нарушения; 13 – профили разрезов и их номер.

Fig. 1. Geological scheme of Smorodinsky and Zolotukhinsky sites ([3; 6], with additions): 1 – gneisses of various composition with interlayers of amphibolite and migmatite of oboyanskiy plutonic-metamorphic complex; 2 – undifferentiated rocks (granitized metabasites, migmatites, gneisses) of oboyanskiy plutonic-metamorphic complex and mikhailovskaya series; 3 – metamorphosed quartz porphyry, crystalline schists and metabasites of mikhailovskaya series; 4 – ferruginous quartzites, micaceous slates, metasandstones and metaconglomerates, the metabasites of Kursk series; 5 – plagiogranites, granodiorites, migmatites of Saltykov complex; 6–9 – rocks of zolotukhinsky dunite-peridotite-gabbronorite complex: 6 – undivided ultrabasic and basic rocks, 7 – dunites, peridotites, serpentinites, pyroxenites of phase 1, 8 – gabbronorites, norites, gabbro of phase 2, 9 – microclinized gabbronorites of apical parts of intrusion; 10 – granodiorites of stoylo-nikolaevsky complex; 11 – gabbrodolerites of smorodinsky complex; 12 – tectonic disturbances; 13 – profiles of sections and their number.

сталлические габбронориты (участками до норитов и анортозитов); 2) прорывающие крупно-среднекристаллические разности небольшие (мощностью до 50 м) тела мелкокристаллических габброноритов с директивной текстурой.

В петрохимическом отношении габбронориты второй фазы в целом наследуют свойства гипербазитов первой фазы (высокие содержания магния, железа, постоянное присутствие алюминия и кальция при крайне низкой концентрации щелочей

и фосфора) и принадлежат к породам нормальной щелочности высокоглиноземистых пород калиево-натровой серии [8–10].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для установления концентраций лантаноидов и редких элементов были отобраны пробы, наиболее точно характеризующие основные петрографические виды пород, при этом наименее подвергшиеся воздействию наложенных процессов. Анализ выполнен методом плазменной спектроскопии ICP-MS в двух лабораториях: Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Россия, к.х.н. В.К. Карандашев) и SURRC (Scottish Universities Reactor Research Centre, г. Ист-Килбрайд, Шотландия, Л.В. Шумлянский).

Пределы обнаружения для редкоземельных элементов (РЗЭ) Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 ppm, для Nb, Be, Co – 0,03–0,05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 ppm, для Zr – 0,2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0,3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Детали применявшегося протокола измерения на ICP-MS описаны в работе [11]. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-1, BM, СГД-1А, СТ-1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Было изучено несколько выделенных породных разновидностей: а) ультрамафиты первой фазы; б) среднекристаллические габбронориты, залегающие под габбродолеритовым силлом смородинского комплекса; в) те же породы, располагающиеся над ним; г) мелкокристаллические габбронориты интермагматических даек.

Ультрамафитовые породы первой фазы характеризуются средним уровнем накопления РЗЭ (табл. 1) и довольно постоянным соотношением легких и тяжелых элементов (значения La/Yb колеблются в пределах 7,1–7,7) при общем содержании 25–50 г/т.

Закономерное отсутствие европиевых пиков также выражается в близком к единице (1,02–1,03) значении σ_{Eu} (показатель $\sigma_{Eu} = Eu / Eu^*$, 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). РЗЭ на графике распределений ультрамафитовых пород золотухин-

ского комплекса, нормализованные к хондриту С1 (рис. 2а), характеризуются пологим отрицательным наклоном и наличием субгоризонтальных участков в поле легких лантаноидов, что может объясняться либо значительной долей клинопироксенов в исследуемых образцах, либо присутствием роговообманкового компонента в породе/расплаве.

Распределение редкоземельных элементов в габброидах второй фазы близко к описанному для ультрамафитов первой фазы: соотношение легких и тяжелых лантаноидов до 10,4 при гораздо больших общих содержаниях (до 117 г/т) (рис. 2б). Относительные содержания европия в габброидах уменьшаются к поздним дифференциатам от 1,54 до 0,89, что, вероятнее всего, обусловлено фракционированием полевых шпатов.

Среднекристаллические габбронориты, подстилающие силл габбродолеритов, характеризуются соотношением La/Yb, свойственным всем породам второй фазы, в значениях от 4,2 до 9,5 при наименьших общих содержаниях лантаноидов (34–59 г/т). Это распределение отражается в пологих отрицательных наклонах кривых (рис. 2в) с присутствием небольших положительных пиков Eu при σ_{Eu} около 1,2.

Суммарные концентрации редкоземельных элементов в среднекристаллических габброноритах, расположенных над силлом, значительно возрастают (до 39–117 г/т) по сравнению с аналогичными породами, но располагающимися под силлом. При этом увеличение значений соотношения легких и тяжелых элементов (отношение La/Yb) близко и составляет от 4,6 до 10,7. Отличительной чертой этих пород является значительное колебание содержания европия, что выражается в наличии крупных положительных и небольших отрицательных пиков, численно выраженных в изменении значений σ_{Eu} от 0,87 до 1,74.

Мелкокристаллические габбронориты (рис. 2г) интермагматических даек характеризуются как сходным со среднезернистыми аналогами общим количественным содержанием РЗЭ (79–105 г/т), так и их распределением с преобладанием легких по отношению к тяжелым элементам (значения La/Yb колеблются от 4,7 до 8,5). Крупные положительные аномалии Eu (значения σ_{Eu} изменяются от 0,89 до 1,09) не наблюдаются.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ полученных результатов показывает, что изученный ряд пород золотухинского комплекса ха-

Таблица 1. Содержание РЗЭ в породах золотухинского комплекса Смородинского плутона (г/т)
Table 1. REE content in rocks of zolotukhinsky complex of Smorodinsky pluton (g/t)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	La/Yb	σEu
1	4,5	9,4	1,2	5,0	1,1	0,37	1,2	0,20	1,1	0,22	0,62	0,086	0,59	0,087	25,56	7,72	1,02
2	6,8	18,2	2,6	12,0	2,4	0,79	2,4	0,37	1,9	0,42	1,2	0,15	0,95	0,13	50,24	7,17	1,03
3	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
4	10,2	21,5	2,6	11,1	2,5	1,0	2,6	0,42	2,3	0,41	1,2	0,17	1,1	0,16	57,16	9,51	1,18
5	5,2	11,3	1,6	7,1	1,8	0,75	2,0	0,34	2,0	0,37	1,0	0,15	1,0	0,14	34,72	5,35	1,23
6	8,1	18,6	2,4	10,0	2,5	0,93	2,7	0,48	2,5	0,50	1,5	0,22	1,3	0,18	51,87	6,18	1,12
7	13,7	30,3	3,4	13,0	2,5	1,2	2,6	0,44	2,2	0,46	1,4	0,21	1,3	0,18	72,82	10,74	1,43
8	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
9	11,2	29,3	4,0	19,5	4,8	1,4	5,1	0,84	4,6	0,98	2,7	0,36	2,2	0,28	87,29	5,08	0,89
10	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
11	13,80	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
12	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
13	8,4	17,8	2,2	10,4	2,5	1,5	2,9	0,50	2,7	0,59	1,8	0,26	1,7	0,24	53,47	5,03	1,74
14	17,5	39,3	4,7	21,3	4,8	1,7	5,1	0,83	4,5	0,88	2,5	0,34	2,1	0,28	105,73	8,51	1,09
15	10,7	25,4	3,7	17,1	4,2	1,3	5,1	0,83	4,5	0,93	2,6	0,37	2,3	0,31	79,39	4,71	0,89

Примечание. 1–2 – ультрамафиты первой фазы (номер скважины/глубина отбора пробы, м): 1 – 3011/401,0; 2 – 3023/566,0; 3–5 – среднекристаллические габбронориты под sillом габбродолеритов: 3 – 3009/416,2; 4 – 3009/422,1; 5 – 3009/478,6; 6–13 – среднекристаллические габбронориты над sillом габбродолеритов: 6 – 3022/243,2; 7 – 3022/308,0–312,0; 8 – 3022/400,0; 9 – 3022/471,5; 10 – 3022/528,5; 11 – 3024/431,5; 12 – 3024/569,2; 13 – 3024/578,5–579,0; 14–15 – мелкокристаллические габбронориты интермагматических даек над sillом габбродолеритов: 14 – 3024/491,5–492,5; 15 – 3024/495,0–496,0.

Note. 1–2 – ultramafites of the first phase (well number/sampling depth, m): 1 – 3011/401.0; 2 – 3023/566.0; 3–5 – medium crystalline gabbronorites under the gabbrodolerite sill: 3 – 3009/416.2; 4 – 3009/422.1; 5 – 3009/478.6; 6–13 – medium crystalline gabbronorites over the gabbrodolerites sill: 6 – 3022/243.2; 7 – 3022/308.0–312.0; 8 – 3022/400.0; 9 – 3022/471.5; 10 – 3022/528.5; 11 – 3024/431.5; 12 – 3024/569.2; 13 – 3024/578.5–579.0; 14–15 – finely crystalline gabbronorites of inter magmatic dikes over the sill of gabbrodolerites: 14 – 3024/491.5–492.5; 15 – 3024/495.0–496.0.

рактируется равномерным распределением РЗЭ (рис. 2, табл. 1), с увеличением содержаний общего количества лантаноидов и ростом доли легких редких земель в сторону габброидов второй фазы, что также отражается и в росте суммарных концентраций лантаноидов вверх по разрезу Смородинского плутона. Выявленная зависимость, вероятно, связана с процессами кристаллизационной дифференциации сингенетического ряда пород комплекса. Общее равномерное распределение без резко выдающихся значений является свидетельством равновесия кристаллизующейся системы, где фракционирование ликвидусных пироксенов и плагиоклазов закономерно.

Незначительные колебания значений σ_{Eu} в среднекристаллических габброноритах могут быть связаны с фракционированием полевых шпатов на протяжении некоторых интервалов (до образования анортозитов) или с процессами амфиболитизации пород (что менее вероятно, так как пробы отбирались наиболее свежие).

Характерное для габброидов офиолитовых областей увеличение значений σ_{Eu} при уменьшении общего содержания РЗЭ в изученных габброноритах проявлено достаточно слабо, что может свидетельствовать о неокеаническом происхождении этих мафитов. Кроме того, при вынесении на диаграммы хондрит-нормализованных содержаний РЗЭ в базальтах океанических хребтов (N-MORB), океанических островов (OIB) [12] и континентальных толеитовых базальтов (ТВ) [13] становится заметным, что графики базальтов СОХ дискордантны кривым пород золотухинского комплекса. Графики распределения нормализованных по хондриту СИ [14] содержаний лантаноидов в ультрамафит-мафитах золотухинского комплекса занимают промежуточное положение между областями N-MORB и OIB, уступая последним в количественном содержании, но образуя весьма сходную конфигурацию кривых. Как будет показано ниже, базальты океанических островов в значительной степени обогащены коровым материалом, что отражается в обо-

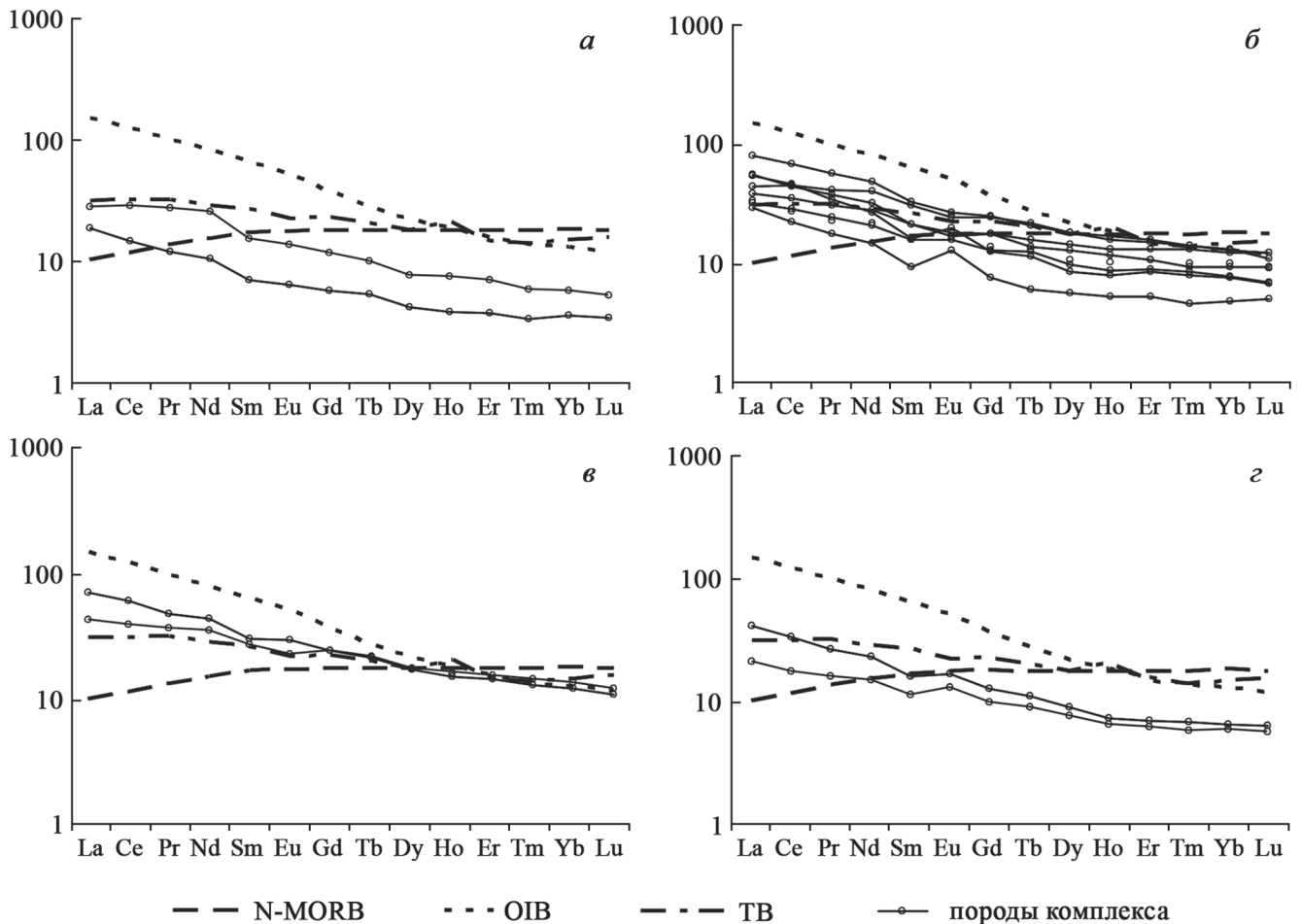


Рис. 2. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ в породах золотухинского комплекса в сравнении с кривыми распределений лантаноидов в базальтах океанических хребтов (N-MORB), океанических островов (OIB) (по [11]) и континентальных толеитовых базальтов (TB) (по [12]): *a* – ультрамафиты первой фазы; *б* – среднекристаллические габбронориты; *в* – мелкокристаллические габбронориты, расположенные над sillом габбродолеритов смородинского комплекса; *г* – расположенные под sillом габбродолеритов среднекристаллические габбронориты. Нормирование к хондриту C1 [14].

Fig. 2. Chondrite-normalized REE distributions in rocks of zolotukhinsky complex in comparison with lanthanide distribution curves in basalts of oceanic ridges (N-MORB), oceanic islands (OIB) (as per [11]) and continental tholeiitic basalts (TB) (as per [12]): *a* – ultramafites of the first phase; *б* – medium-crystalline gabbro-norites; *в* – small-crystalline gabbro-norites located above gabbrodolerites sill of the smorodinsky complex; *г* – located under the gabbrodolerites sill medium-crystalline gabbro-norites. Normalization to chondrite C1 [14].

гащении легкими РЗЭ и, как следствие, в общем повышенном содержании лантаноидов.

С континентальными толеитовыми базальтами мафитовые различия слагают весьма схожие кривые распределения содержаний РЗЭ, характеризуются соотносимыми содержаниями элементов и отличаются лишь характерным для всех породных разновидностей золотухинского комплекса положим отрицательным наклоном кривых, что указывает на частичную контаминацию субстратом расплава корового материала с поглощением от 3 до 5 % [15].

Модель формирования родоначального для габброидов золотухинского комплекса магматического расплава базируется на определении мантий-

ного субстрата. В настоящее время формирование изученных габброидов относят к рифтогенному этапу докембрийской эволюции ВКМ [6; 16], что позволяет сделать допущение о том, что мантийным источником магматического расплава являются шпинелевые лерцолиты.

Этот вывод подтверждается распределением редкоземельных элементов (табл. 1, рис. 2). Фракционирование лантаноидов в магматических процессах отвечает следующей схеме [13]: первый этап – выплавление магм, в котором решающим фактором является глубина зарождения и тип исходного парагенезиса минералов, а также коэффициенты распределения редкоземельных минералов; второй этап – фракционная кристаллизация

магм, в которой поведение РЗЭ определяется порядком и массой кристаллизующихся порообразующих минералов и k_{TR} этих минералов [13]. На конечном этапе кристаллизации происходит накопление летучих компонентов, которые также оказывают определенное влияние на распределение РЗЭ.

На диаграмме La/Yb-STR (рис. 3) [13] область распространения РЗЭ в породах второй фазы золотухинского комплекса располагается в верхней части поля лерцолитов, что позволяет сделать вывод о том, что исходная магма является легкоплавкой фазой лерцолита, образовавшейся при незначительной степени плавления первичного субстрата в подкоровой зоне континентальных областей.

Согласно экспериментальным данным для сухих систем и составов, примерно отвечающих лерцолитам [17; 18], увеличение давления приводит к смене парагенезисов: плагиоклазовая ассоциация (глубины не более 30 км) – шпинелевая (30–60 км) – гранатовая (глубже 60 км). По данным Ю.А. Балашова [13], для зоны шпинелевых лерцолитов характерно накопление оливином и ортопироксеном средних и тяжелых лантаноидов, плагиоклазами – легких и европия, а клинопироксенами – легких лантаноидов (с максимумом на Ce–Sm).

Границы устойчивости минералов для базальтоидов:

- при относительно низких давлениях (менее 9 кбар) в фракционной кристаллизации участвуют 2 пироксена и плагиоклаз;
- при средних давлениях – 2 пироксена;
- при больших – клинопироксен.

Для состава РЗЭ расплава исследованных пород это означает, что на уровне шпинелевых ассоциаций состав регулируется смесью легких РЗЭ клинопироксена и тяжелых ортопироксена и поэтому сильно не отличается от исходного лерцолита, а возникновение первоначального расплава происходило при незначительных давлениях в подкоровых условиях, что характерно для зон континентального рифтогенеза.

ВЫВОДЫ

Наличие в числе интрузий золотухинского комплекса как пространственно совмещенных гипербазит-базитовых, так и самостоятельных мафитовых и ультрамафитовых массивов усложняет их диагностику и затрудняет однозначную интерпре-

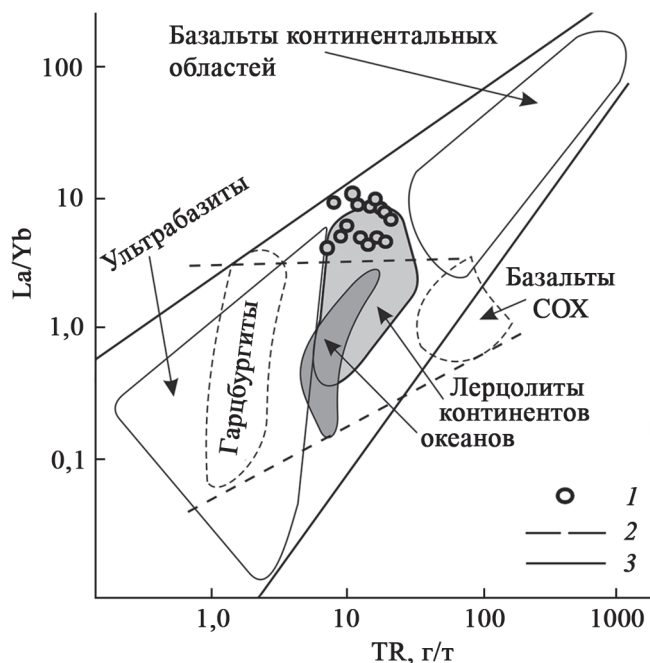


Рис. 3. Положение составов габброидов второй фазы золотухинского комплекса на диаграмме La/Yb – TR [12]. Условные обозначения: 1 – фигуративные точки габброидов золотухинского комплекса; 2 – пределы вариаций состава и содержания РЗЭ в ряду пород зоны СОХ; 3 – то же для континентальной зоны.

Fig. 3. The position of gabbroid compositions of the second phase of the zolotukhinsky complex on the La/Yb – TR diagram [12]. Symbols: 1 – figurative points of gabbroids of the zolotukhinsky complex; 2 – limits of variations of composition and content of REE in a number of rocks of the mid-oceanic ridge zone; 3 – the same for the continental zone.

тацию геодинамических параметров формирования породных ассоциаций золотухинского комплекса и его структурно-формационной принадлежности.

Анализ концентраций и характер распределения лантаноидов в четырех типах пород петротипического Смородинского плутона (ультрамафитовые образования, среднекристаллические габбронориты, залегающие над и под sillом габбродолеритов смородинского комплекса и мелкокристаллические директивные габбронориты интермагматических даек) показали сингенетичность ряда пород золотухинского комплекса.

Сравнение хондрит-нормализованных графиков лантаноидов с эталонами базальтов N-MORB, OIB и TB показало значительное сходство пород золотухинского комплекса с континентальными толеитами, а наклон графиков распределения может свидетельствовать о вероятной незначительной ассимиляции корового материала магматическим расплавом. Предполагается, что мантийным источником этого расплава являлись шпинелевые лерцолиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полищук В.Д., Полищук В.И. 1966. Основные и ультраосновные интрузивные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых. В кн.: *Труды III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы (Воронеж, 7–11 апреля 1944 г.)*. Воронеж, изд-во Воронежского университета: 87–91.
2. Полищук В.Д., Голивкин Н.И., Зайцев Ю.С., Клагин Б.Д., Полищук В.И., Павловский В.И., Красовицкая Р.С. 1970. *Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Том 1. Геология. Книга первая. Докембрий*. М., Недра: 440 с.
3. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. 1981. *Гипербазиты КМА*. Воронеж, изд-во Воронежского университета: 252 с.
4. Ножкин А.Д., Крестин Е.М. 1984. *Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА)*. М., Наука: 126 с.
5. Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Боброва Е.М., Альбеков А.Ю., Чернышова М.Н. 2016. Минерагеня докембрийских ультраосновных-основных вулcano-интрузивных комплексов различных геодинамических режимов формирования коры континентального типа ВКМ (Центральная Россия). Статья 2. Состав и минерагеня вулcano-интрузивных высокомагнетиальных образований позднеархейского геодинамического цикла формирования коры континентального типа ВКМ. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. 1: 83–91.
6. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. 1997. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии. *Геотектоника*. 3: 21–30.
7. Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., Бойко П.С. 2012. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив). *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. 2: 84–94.
8. Бойко П.С. 2010. Некоторые особенности габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА. В кн.: *Структура, свойства, динамика и минерагеня литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI международной конференции 20–24 сентября 2010 года. Т. I*. Воронеж, Научная книга: 140–145.
9. Бойко П.С. 2009. Петрохимические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА в связи с оценкой его формационной принадлежности и металлогенической специализацией. В кн.: *Материалы всероссийской конференции «Минерагеня докембрия» (Петрозаводск, 11–13 ноября 2009 г.)*. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН: 25–29.
10. Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н., Левин В.Н. 1993. *Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА*. Воронеж, изд-во Воронежского университета: 176 с.
11. Olive V., Ellam R.M., Wilson L. 2001. 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. *Geostandards and Geoanalytical Research*. 25(2–3): 219–228. doi: 10.1111/j.1751-908X.2001.tb00597.x
12. Леснов Ф.П. 2007. *Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах: Книга 1. Главные типы пород. Пороодообразующие минералы*. Новосибирск, Гео: 403 с.
13. Балашов Ю.А. 1976. *Геохимия редкоземельных элементов*. М., Наука: 256 с.
14. Palme H., Beer H. 1993. Abundances of the elements in the solar system. In: *Landolt-Börnstein Group VI: Astronomy and Astrophysics, Vol. 3a: Instruments; Methods; Solar System*. Berlin, Springer: 196–221.
15. DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*. 53(2): 189–202. doi: 10.1016/0012-821X(81)90153-9
16. Холин В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. 1998. О геодинамике формирования и развития Тим-Ястребовской структуры КМА. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. 5: 51–59.
17. Green T.H., Ringwood A.E. 1967. Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. *Earth and Planetary Science Letters*. 3: 481–489. doi: 10.1016/0012-821X(67)90083-0
18. Ringwood A.E. 1962. A model for the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 67(2): 857–867. doi: 10.1029/JZ067i002p00857

REFERENCES

1. Polishchuk V.D., Polishchuk V.I. 1966. [Basic and ultrabasic Intrusive rocks of the Precambrian Voronezh anticline and prospects of searching for related minerals]. In: *Trudy III soveshchaniya po problemam izucheniya Voronezhskoy anteklizy. [Proceedings of the III meeting on the study of Voronezh antekliza (Voronezh, USSR, 7–11 April 1944)]*. Voronezh, Voronezh State University: 87–91. (In Russian).
2. Polishchuk V.D., Golivkin N.I., Zaytsev Yu.S., Klagish B.D., Polishchuk V.I., Pavlovskiy V.I., Krasovitskaya R.S. 1970. *Geologiya, gidrogeologiya i zheleznye rudy basseyna Kurskoy magnitnoy anomalii. Tom 1. Geologiya. Kniga pervaya. Dokembriy*. [Geology, hydrogeology and iron ores of the Kursk magnetic anomaly basin. Volume 1. Geology. Book one. Precambrian] Moscow, Nedra: 440 p. (In Russian).
3. Chernyshov N.M., Bocharov V.L., Frolov S.M. 1981. *Giperbazity KMA. [Hyperbasites of Kursk magnetic anomaly]*. Voronezh, Voronezh State University: 252 p. (In Russian).
4. Nozhkin A.D., Krestin E.M. 1984. *Radioaktivnye elementy v porodakh rannego dokembriya (na primere KMA)*. [Radioactive elements in early Precambrian rocks (after the model of KMA)]. Moscow, Nauka: 126 p. (In Russian).
5. Chernyshov N.M., Ryborak M.V., Bobrova E.M., Albekov A.Yu., Chernyshova M.N. 2016. [Minerageny of the Precambrian ultrabasic-basic volcanic-intrusive complexes of the various geodynamic regimes of formation of the continental crust of the VCM (Central Russia). Article 2. Composition and minerageny of the volcano-intrusive high-magnesium formations of the Late Archaean geodynamic cycle of the formation of the continental crust of the VCM]. *Vestnik VGU. Seriya: Geologiya*. 1: 83–91. (In Russian).
6. Chernyshov N.M., Nenaikhov V.M., Lebedev I.P., Strik Yu.N. 1997. A model of geodynamic history of the Voronezh Massif in the Early Precambrian. *Geotectonics*. 31(3): 186–194.

7. Al'bekov A.Yu., Ryborak M.V., Boiko P.S. 2012. [Reference U-Pb isotopic Dating of Paleoproterozoic gabbroic formations of Kursk unit of Sarmatia (Voronezh crystalline massif)]. *Vestnik VGU. Seriya: Geologiya*. 2: 84–94. (In Russian).
8. Boyko P.S. 2010. [Some features of gabbroites of the second phase of Zolotukhin complex KMA]. In: *Struktura, svoystva, dinamika i minerageniya litosfery Vostochno-Evropeyskoy platformy: Materialy XVI mezhdunarodnoy konferentsii 20–24 sentyabrya 2010 goda. T. I. [Structure, properties, dynamics and minerageny of the lithosphere of the East European platform: Proceedings of the XVI International conference 20–24 September 2010 (Voronezh, Russia). Vol. I]*. Voronezh, Nauchnaya kniga: 140–145. (In Russian).
9. Boyko P.S. 2009. [Petrochemical features of rock associations of zolotukhinskiy complex of KMA in connection with an estimation of its formation affiliation and metallogenic specialization]. In: *Materialy vserossiyskoy konferentsii "Minerageniya dokembriya". [Proceedings of the All-Russian conference "Precambrian Minerageny" (Petrozavodsk, Russia, 11–13 November 2009)]*. Petrozavodsk, Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences: 25–29. (In Russian).
10. Bocharov V.L., Frolov S.M., Plaksenko A.N., Levin V.N. 1993. *Ul'tramafit-mafitovyy magmatizm granit-zelenokamennoy oblasti KMA. [Ultramafic-mafic magmatism of the granite-greenstone region of Kursk magnetic anomaly]*. Voronezh, Voronezh State University: 176 p. (In Russian).
11. Olive V., Ellam R.M., Wilson L. 2001. 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. *Geostandards and Geoanalytical Research*. 25(2–3): 219–228. doi: 10.1111/j.1751-908X.2001.tb00597.x
12. Lesnov F.P. 2007. *Redkozemel'nye elementy v ul'tramafitovykh i mafitovykh porodakh i ikh mineralakh: Kniga 1. Glavnye tipy porod. Porodoobrazuyushchie mineraly. [Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals: Book 1. The main types of breeds. Rock-forming minerals]*. Novosibirsk, Geo: 403 p. (In Russian).
13. Balashov Yu.A. 1976. *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov. [Geochemistry of rare earth elements]*. Moscow, Nauka: 256 p. (In Russian).
14. Palme H., Beer H. 1993. Abundances of the elements in the solar system. In: *Landolt-Börnstein Group VI: Astronomy and Astrophysics, Vol. 3a: Instruments; Methods; Solar System*. Berlin, Springer: 196–221.
15. DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*. 53(2): 189–202. doi: 10.1016/0012-821X(81)90153-9
16. Kholin V.M., Lebedev I.P., Strik Yu.N. 1998. [On the geodynamics of the formation and development of the Tim-Yastrebovskaya structure of KMA]. *Vestnik VGU. Seriya: Geologiya*. 5: 51–59. (In Russian).
17. Green T.H., Ringwood A.E. 1967. Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. *Earth and Planetary Science Letters*. 3: 481–489. doi: 10.1016/0012-821X(67)90083-0
18. Ringwood A.E. 1962. A model for the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 67(2): 857–867. doi: 10.1029/JZ067i002p00857

Поступила 25.09.2019