

Петрогеохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян)

А. И. Чернышов, А. Н. Юричев, А. В. Кичеева

Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36,
e-mail: aich@ggf.tsu.ru

Поступила в редакцию 24.07.2018 г., принята к печати 25.12.2018 г.

Объект исследования. Метаморфические ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов, которые являются фрагментами Куртушибинского офиолитового пояса, расположены в северо-восточной части Западного Саяна (Россия). Актуальность изучения определяется их потенциальной рудоносностью на хром и благородные металлы. **Материалы и методы.** Изучение силикатных и рудных минералов исследуемых ультрамафитов в шлифах и аншлифах на поляризационном микроскопе AxioScop Carl Zeiss; диагностика химического состава минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с применением электронного сканирующего микроскопа Tescan Vega II LMU, оборудованного энергодисперсионным INCA Energy 350 и волнодисперсионным INCA Wave 700 спектрометрами; изучение петрохимического состава исследуемых пород методом РФА-анализа на рентгенофлуоресцентном энергодисперсионном спектрометре Oxford ED-2000; количественный ICP-MS анализ с использованием спектрометра серии Agilent 7500. **Результаты.** Массивы сложены дунитами и гарцбургитами, которые образовались в процессе неравномерного деплетирования мантийного вещества. В результате депироксенизации перидотитов ультрамафиты обогащались хромшпинелидами. Последующие интенсивные пластические деформации способствовали их сегрегации в рудные тела. В северной части Эргакского массива преобладают регенерированные оливиниты. Микроструктурные особенности ультрамафитов и состав минералов свидетельствуют о том, что они подвергались неоднородным высокотемпературным пластическим деформациям, в процессе их перемещения в верхней мантии и земной коре, что находит отражение в изменении химического состава минералов. **Выводы.** Проведенные петрохимические исследования показывают, что наименее деплетированными являются ультрамафиты Эргакского массива с лерцолитовым уклоном, в составе которых часто встречается клинопироксен. Наиболее деплетированные ультрамафиты Калнинского массива характеризуются более значительным распространением дунитов и не содержат клинопироксена. Отмечается тенденция к уменьшению содержания РЗЭ и редких элементов в ультрамафитах Калнинского массива по отношению к Эргакскому, что также подтверждает большую степень деплетированности ультрамафитов в первом массиве. Геохимические данные свидетельствуют о флюидно-магматическом воздействии бонинитовых расплавов на деплетированные ультрамафиты, которое, очевидно, происходило в мантийных условиях над зоной субдукции и привело к их обогащению несовместимыми легкими РЗЭ (La, Ce), а также Sr, Zr и Hf и к формированию высокохромистых хромитов.

Ключевые слова: Западный Саян, офиолиты, метаморфические ультрамафиты, хромититы, химизм, петрогенезис

Petrogeochemical characteristics of chrome-bearing ultramafites in the Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan)

Aleksei I. Chernyshov, Aleksei N. Yurichev, Anna V. Kicheeva

Tomsk State University, 36 Lenin av., Tomsk, 634050 Russia,
e-mail: aich@ggf.tsu.ru

Received 24.07.2018, accepted 25.12.2018

Research subject. The metamorphic ultramafites of the Kalninsky and Ergaksky massifs located in the northeastern part of Western Sayan (Russia) constitute the Kurtushibinsky ophiolite belt. These rocks are considered to be potentially interesting as bearing chromium and noble metals, which fact determines the relevance of this research. **Materials and**

Для цитирования: Чернышов А.И., Юричев А.Н., Кичеева А.В. (2019) Петрогеохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян). *Литосфера*, **19**(5), 687-703. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-687-703

For citation: Chernyshov A.I., Yurichev A.N., Kicheeva A.V. (2019) Petrogeochemical characteristics of chrome-bearing ultramafites in the Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan). *Litosfera*, **19**(5), 687-703. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-687-703

© А.И. Чернышов, А.Н. Юричев, А.В. Кичеева, 2019

methods. Thin and polished sections of silicate and ore minerals from the ultramafic rocks under study were investigated using a polarizing microscope AxioScop, Carl Zeiss. The chemical composition of minerals was determined by the method of X-ray spectrum microanalysis using a scanning electron microscope Tescan Vega II LMU equipped with an energy-dispersive spectrometer INCA Energy 350 and a wave-dispersive spectrometer INCA Wave 700. The petrochemical composition of the rocks was studied by the methods of XRF analysis using an X-ray fluorescence energy-dispersive spectrometer Oxford ED-2000. A quantitative ICP-MS analysis was carried out using an Agilent 7500 spectrometer. *Results.* The massifs are found to be composed of dunites and harzburgites, which were formed during an uneven depletion of the mantle. As a result of depyroxenization, the ultramafites were enriched with chromospinelides. Subsequent intense plastic deformations contributed to their segregation into ore bodies. Regenerated olivinites predominate in the northern part of the Ergaksky massif. The microstructural features of ultramafites and the composition of minerals indicate them to have been subjected to inhomogeneous high-temperature plastic deformations, which occurred during their migration in the upper mantle and crust. *Conclusions.* The petrochemical studies have shown that the ultramafites of the Ergaksky massif are least depleted, frequently featuring clinopyroxene. The most depleted ultramafites of the Kalninsky massif are characterized by a more extensive distribution of dunites, the absence of clinopyroxene and lower contents of REE and rare elements in comparison with the ultramafites of the Ergaksky massif. The obtained geochemical data indicate a fluid-magmatic effect of boninite melts on depleted ultramafites, which apparently occurred under mantle conditions over the subduction zone and consequently led to their enrichment with incompatible LREE (La, Ce) and Sr, Zr and Hf, as well as to the formation of high-chromium chromitites.

Keywords: *Western Sayan, ophiolites, metamorphic ultramafites, chromitites, chemism, petrogenesis*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение ультрамафитов офиолитовых комплексов служит ключом к пониманию природы глубинных тектономагматических процессов, происходящих в мантии на границах литосферных плит. Особую актуальность в настоящее время приобретают комплексные, с привлечением современных прецизионных методов, исследования вещественного состава реститовых ультрамафитов в целях реконструкции петрогенезиса и геодинамических условий их формирования.

Метаморфические ультрамафиты Куртушибинского офиолитового пояса пользуются значительным распространением среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных венд-кембрийских отложений в северо-восточной части Западного Саяна [Соболев и др., 1977; Волкова и др., 2009]. Их массивы наблюдаются в виде многочисленных тектонических блоков и пластин, окруженных серпентиновым меланжем, и имеют цепочечное расположение в ЮЗ-СВ направлении. Объектом настоящего исследования являются ультрамафиты Калнинского и Эргакского хромитоносных массивов – самые крайние северо-восточные фрагменты данного офиолитового пояса (рис. 1). Они сложены преимущественно пластически деформированными ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. В северном блоке Эргакского массива ультрамафиты нередко преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты. Среди ультрамафитов обоих массивов отмечаются хромитовые тела.

Проведенные нами детальные петрографические и петрогеохимические исследования позволили установить эволюцию вещественного состава ультрамафитов и хромититов Калнинского и

Эргакского массивов, обусловленную степенью их деплетирования и высокотемпературного пластического течения на различных уровнях мантии и земной коры. Для сравнения ультрамафитов выбраны крупные Кемпирсайский и Оспинский массивы, соответственно хромитоносный и нехромитоносный. Первый из них расположен в южной части Урала, а второй – в юго-восточной части Восточного Саяна, оба представляют собой крупные фрагменты нижней части офиолитовых покровов [Соболев и др., 1977; Савельева, Перцев, 1995; Перцев, Савельева, 2005].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВОВ

Калнинский массив имеет субизометричную форму (см. рис. 1), его площадь составляет примерно 35 км² [Еханин, 2010; Чернышов, Юричев, 2013]. Он сложен ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Северо-восточная часть массива представлена главным образом дунитами, а в юго-западной части наблюдается чередование дунитов и гарцбургитов с преобладанием последних, имеющее полосчатое строение. Дуниты и гарцбургиты претерпели интенсивные пластические деформации. Среди дунитов встречаются вкрапленные хромититы. Зоны хромового оруденения характеризуются полосчатым строением, обусловленным различной концентрацией хромовых шпинелей. Они контролируются полосчатой внутренней структурой массива и имеют линейное северо-западное простирание. В краевых частях массива дуниты и гарцбургиты часто преобразованы в серпентиниты.

Эргакский массив размером 14 × 8 км имеет овальную форму (см. рис. 1) и вытянут в субмери-

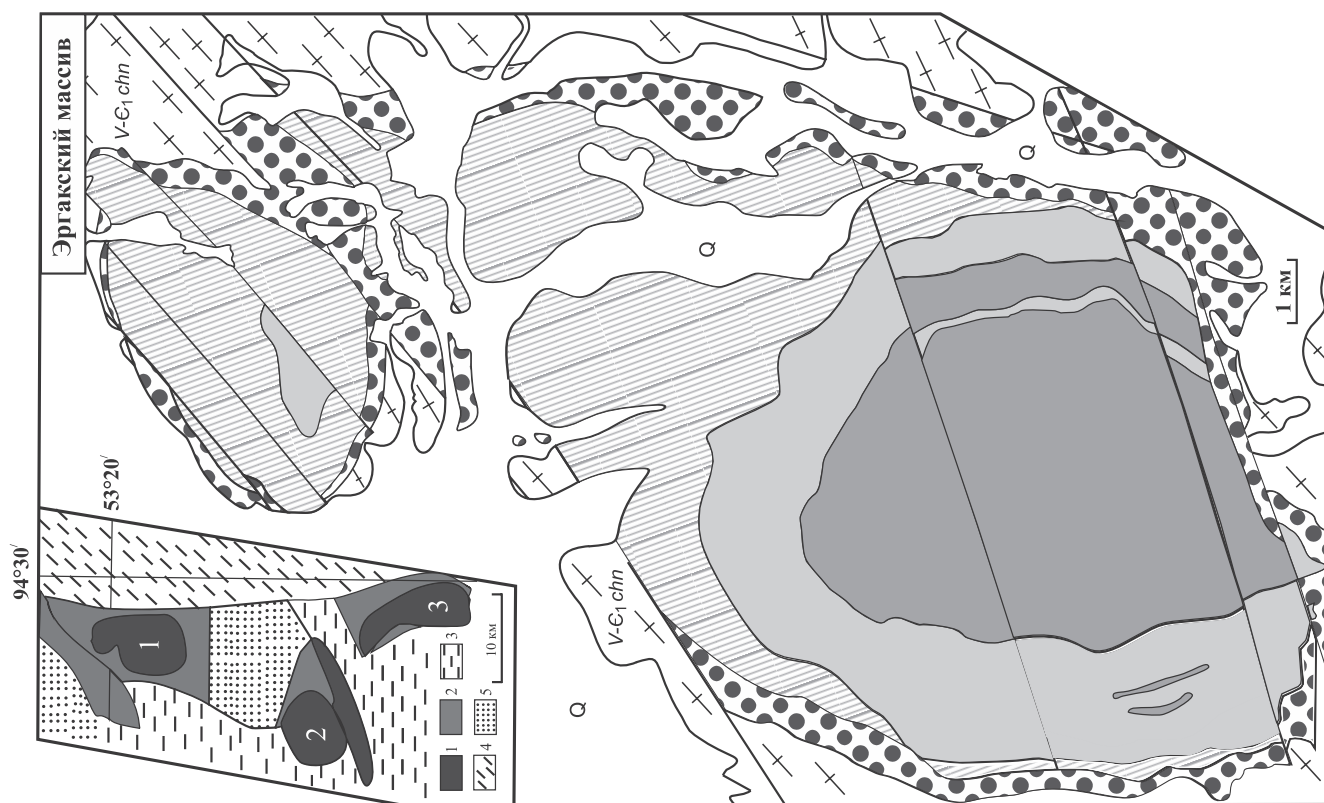
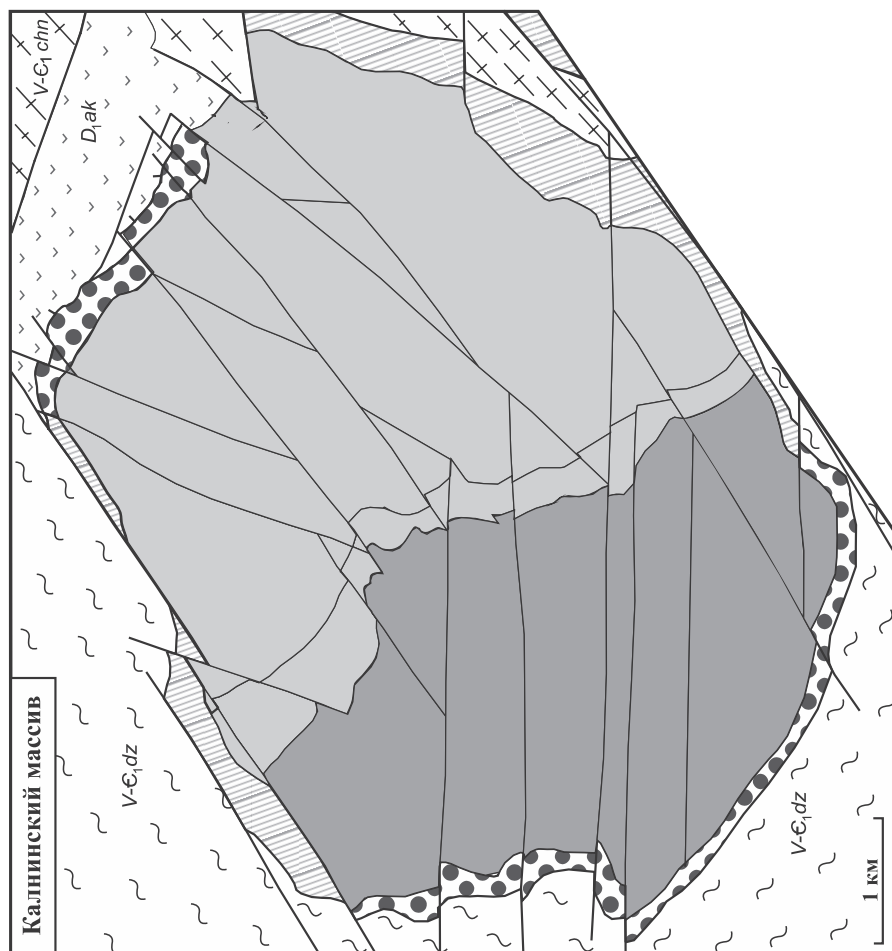


Рис. 1. Схема геологического строения Калнинского и Эргакского ультрамафитовых массивов и их положение в структуре Куртушибинского офиолитового пояса (по [Кривенко и др., 2002; Чернышов, Юричев, 2013], с дополнениями авторов).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – нижнедевонская актуругская свита: андезиты, трахандезиты, лава- и пирокластиты, реже трахиандезиобазальты, андезиобазальты, базальты; 3 – венд-нижнекембрийская чингинская серия: базальты, трахибазальты, метаконгломераты; 4 – венд-нижнекембрийская серия: глинисто-кремнистые, микрокварциты, прослой и линзы метаконгломератов, метаконгломераты; 5 – венд-нижнекембрийская серия: метабазальты, метаконгломераты, метаконгломераты; 6 – венд-нижнекембрийская серия: метабазальты, метаконгломераты, метаконгломераты; 7 – серпентиниты, серицит-альбит-кварцевые, хлорит-альбит-кварц-карбонатные, серицит-хлорит-кварц-альбитовые; прослой и линзы мраморов, кальцифиров; 8 – дуниты; 9 – гарцбургиты; 10 – геологические границы.

На *врезке* [Подлипский, Кривенко, 2005] – схема строения Куртушибинского офиолитового пояса в северо-восточной части Западного Саяна. 1 – ультрамафиты (массивы: 1 – Эргакский, 2 – Калнинский, 3 – Кызыр-Бурлюковский); 2 – вулканогенно-осадочные толщи: метабазаальты, плагиориолиты, сланцы кремнистые, углистые, глаукофановые; 3–4 – каледонские складчатые системы: 3 – Западно-Саянская, 4 – Хемчикско-Сыстигемская; 5 – среднепалеозойские впадины.

Fig. 1. Scheme of geological structure of Kalninsky and Ergaksky ultramafic massifs and their position in structure of Kurtushibinsky ophiolite belt (according to [Krivenko et al., 2002; Chernyshov, Yurichev, 2013] with additions by authors).

1 – Quaternary alluvial deposits; 2 – Lower Devonian Acturugsky Suite: andesites, trachyandesites, lava and pyroclastites, less often trachyandesite basalts, andesite basalts, basalts; 3 – Vendian-Lower Cambrian Chinginsky series: basalts, trachybasalts, schists: argillaceous-siliceous, carbonaceous-siliceous, chlorite-siliceous; microquartzites, interlayers and lenses of metaaleuroliths, metasandstones, metaconglomerates; 4 – Vendian-Lower Cambrian Dzhelbashsky series: metabasalts, metamorphic schists: quartz, sericite-albite-quartz, chlorite-albite-quartz-carbonate, sericite-chlorite-quartz-albite; interlayers and lenses of marbles, calciphyres; 5 – dunite; 6 – harzburgites; 7 – serpentinites, serpentinitized ultramafites are undivided; 8 – serpentinite melange; 9 – breaking faults; 10 – geological boundaries.

On *sidebar* [Podlipsky, Krivenko, 2005] – scheme of structure of Kurtushibinsky ophiolite belt in northeastern part of Western Sayan. 1 – ultramafites massifs: 1 – Ergaksky, 2 – Kalninsky, 3 – Kyzyr-Buryulsky; 2 – volcanogenic-sedimentary strata: metabasalts, plagioriolites, siliceous, carbonaceous, glaucophane schists; 3–4 – Caledonian fold systems: 3 – West-Sayanskaya, 4 – Hemchik-Systighemskaya; 5 – Middle Paleozoic depressions.

диональном направлении. Тектоническим нарушением субширотного простирания массив разделен на два разновеликих блока: южный – Лысанский (≈ 75 км²) и северный – Малоэргакский (≈ 10 км²). В строении Лысанского блока принимают участие ультрамафиты дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Он имеет концентрически-зональное строение [Кривенко и др., 2002]. Блок сложен ритмично переслаивающимися дунитами и гарцбургитами, которые претерпели интенсивные пластические деформации. В Малоэргакском блоке дуниты и гарцбургиты нередко преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты. В большей части известных проявлений хромититы имеют структуры от густовкрапленной до сливной. Они приурочены преимущественно к дунитам и оливинитам и контролируются полосчатой внутренней структурой массива. По периферии обоих блоков широко распространены серпентиниты.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАМАФИТОВ

Гарцбургиты. Структура гацбургитов обычно среднезернистая, часто с признаками порфирокластеза. Они сложены оливином (≈ 70 – 80%) при подчиненной роли энстатита (≈ 20 – 30%), в незначительном количестве присутствует хромшпинелиды (до 2%). В Эргакском массиве в гарцбургитах отмечаются зерна диоксида. Из вторичных минералов встречаются серпентин, тальк, тремолит, хлорит и магнетит.

Оливин в гарцбургитах образует преимущественно зерна средних размеров – 2–5 мм, в Калнинском массиве часто встречаются более крупные индивиды – до 10 мм. Гарцбургиты в различной степени пластически деформированы [Чернышов, Юричев, 2013], что выражается в интенсивности проявления неоднородного погасания, возрастания роли полос пластического излома в зернах оливина и энстатита и их порфирокластезе. Оливины в гарцбургитах исследуемых массивов по химическому составу не различаются и соответствуют форстериту (табл. 1).

Энстатит встречается в виде субизометричных и неправильных по форме зерен размером от 1 до 5 мм, которые нередко являются ксеноморфными по отношению к оливину. Они распределены в породе неравномерно в виде отдельных зерен либо группируются в субпараллельные цепочки и струйки согласно директивности удлиненных зерен оливина. Зерна энстатита, так же как и оливина, деформированы неравномерно. В деформированных гарцбургитах в зернах энстатита появляется волнистое погасание, отмечаются полосы пластического излома, изгиб отдельных индивидов и дезинтеграция крупных зерен на мелкие субин-

Таблица 1. Химический состав оливина из ультрамафитов, мас. %

Table 1. Chemical composition of olivine from ultramafites, wt %

Компонент	Калнинский массив				Эргакский массив						
	Образцы										
	7073	7084	7036/1	7045/1	53	206/4	204	220/2	268	270	Эр 203
	Гарцбургиты		Дуниты		Гарцбургиты		Дуниты		Оливиниты		Хрм
SiO ₂	40.55	40.85	40.56	41.16	41.80	40.00	41.62	41.28	43.20	42.60	41.97
FeO	8.60	8.29	9.10	7.35	6.93	9.37	6.24	8.56	0.80	1.60	6.03
NiO	0.41	0.44	0.28	0.35	0.35	0.48	0.33	0.35	0.31	0.40	1.14
MgO	49.86	50.31	49.61	51.04	50.94	48.84	51.80	49.86	56.00	55.50	50.40
Сумма	99.42	99.89	99.55	99.90	100.20	98.69	99.99	100.05	100.31	99.90	99.54
Fa, %	8.82	8.45	9.32	7.47	7.07	9.72	6.33	8.78	0.80	1.60	6.29

Примечание. Здесь и далее анализы вещественного состава минералов выполнены на базе растрового электронного микроскопа Vega II LMU, совмещенного со спектрометрами энергетической (Oxford INCA Energy 350) и волновой (Oxford INCA Wave 700) дисперсией в ЦКП “Аналитический центр геохимии природных систем” ТГУ (г. Томск), аналитик А.С. Кульков. Fa – содержание фаялитовой молекулы [Fa, % = Fe/(Fe+Mg)100]. Хрм – хромититы.

Note. Here and below analyzes of mineral composition were performed on scanning electron microscope Tescan Vega II LMU, equipped with energy-dispersive spectrometry (with a semiconductor Si (Li) detector INCA x-sight) INCA Energy 350 and wave-dispersive spectrometer INCA Wave 700 at Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems of Tomsk State University (Tomsk), operator A.S. Kulkov. Fa – content of fayalite molecule in olivine [Fa, % = Fe/(Fe + Mg)100]. Хрм – chromitites.

Таблица 2. Химический состав энстатита и диопсида в гарцбургитах, мас. %

Table 2. Chemical composition of enstatite and diopside in harzburgites, wt %

Компонент	Калнинский массив		Эргакский массив			
	Образцы					
	7073	7084	206	206/1	4076	206/2
	Энстатит					Диопсид
SiO ₂	56.95	56.90	55.38	56.86	57.01	53.93
Al ₂ O ₃	0.73	1.42	3.55	1.47	2.80	3.38
Cr ₂ O ₃	0.42	0.57	0.64	0.32	0.65	0.79
FeO	5.49	5.35	5.56	5.44	6.10	1.98
MgO	35.40	35.34	34.13	35.65	31.94	18.45
CaO	0.86	0.75	0.73	0.25	1.02	21.50
Сумма	99.98	100.48	99.99	99.99	99.52	100.03
F	8.0	7.8	8.4	7.9	9.7	5.7
Wo	1.58	1.38	1.39	0.46	2.03	44.13
Fs	7.87	7.72	8.26	7.85	9.48	3.17
En	90.55	90.90	90.36	91.69	88.49	52.70

Примечание. F – железистость пироксенов [F = Fe/(Fe + Mg)100], Wo – волластонит [Wo = Ca/(Ca + Fe + Mg)100], Fs – ферросилит [Fs = Fe/(Ca + Fe + Mg)100], En – энстатит [En = Mg/(Ca + Fe + Mg)100].

Note. F – iron content of pyroxenes [F = Fe/(Fe + Mg)100], Wo – wollastonite [Wo = Ca/(Ca + Fe + Mg)100], Fs – ferrosilite [Fs = Fe/(Ca + Fe + Mg)100], En – enstatite [En = Mg/(Ca + Fe + Mg)100].

дивиды. Химический состав энстатита в гарцбургитах Калнинского и Эргакского массивов обнаруживает незначительную вариацию железистости – 7.8–9.7% (табл. 2). Однако энстатиты последнего отличаются от калнинских тенденцией к уменьшению содержания MgO и увеличению FeO, Al₂O₃ и Cr₂O₃. Для них также характерны значительные

вариации CaO. Такие различия, возможно, связаны с большей степенью деплетирования гарцбургитов Калнинского массива.

Клинопироксены были установлены только в гарцбургитах Эргакского массива. Они отмечаются в виде мелких субизометричных зерен размером менее 0.5 мм. Иногда клинопироксен наблю-

Таблица 3. Химический состав хромовой шпинели в ультрамафитах, мас. %
Table 3. Chemical composition of chrome spinel in ultramafites, wt. %

Компо- нент	Калнинский массив					Эргакский массив							
	Образцы												
	7073	7084	7036-1	7081	7045-2	53	206/1	204	220/1	250	270/1	101	203/2
	Гц	Гц	Д	Д	Хрм	Гц	Гц	Д	Д	Олв	Олв	Хрм	Хрм
TiO ₂	0.09	0.06	0.11	0.14	0.15	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Al ₂ O ₃	10.73	16.64	7.48	14.83	7.51	25.26	50.48	14.33	42.74	5.94	7.47	25.31	9.37
Cr ₂ O ₃	58.35	52.96	60.20	54.02	61.40	45.03	18.42	55.70	25.48	63.04	63.02	43.64	62.39
V ₂ O ₃	0.29	0.28	0.24	0.19	0.12	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
FeO*	20.69	18.11	23.00	18.82	17.83	18.56	11.90	18.30	13.70	22.46	19.12	11.98	14.90
MnO	0.39	0.29	0.40	0.32	0.30	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MgO	8.77	11.10	8.14	11.21	11.80	10.58	18.93	11.15	16.99	7.48	10.02	17.88	13.34
NiO	0.09	0.10	0.06	0.11	0.09	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CoO	0.11	0.08	0.07	0.06	0.09	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ZnO	0.27	0.23	0.15	0.15	0.06	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	99.78	99.85	99.85	99.85	99.35	99.43	99.73	99.48	98.91	98.92	99.63	98.81	100.00
Fe ₂ O ₃	1.37	1.26	3.11	2.35	3.49	0.83	3.90	1.61	1.83	1.65	1.79	4.17	1.90
FeO	19.46	16.98	20.20	16.71	14.69	17.81	8.39	16.85	12.05	20.98	17.51	8.22	13.19
F'	55.5	46.2	58.2	45.5	41.1	48.6	19.9	45.9	28.5	61.1	49.5	20.5	35.7
Cr'	78.5	68.1	84.4	71	84.6	58.7	19.8	73.2	28.9	88.8	86.2	54.0	81.7
F''	1.7	1.5	4.0	2.9	4.4	1.0	3.8	2.0	1.9	2.2	2.3	4.7	2.3

Примечание. Породы: Гц – гарцбургит, Д – дунит, Олв – оливинит, Хрм – хромитит. F' = Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg)100, Cr' = Cr/(Cr + Al)100; F'' = Fe⁺³/(Fe⁺³ + Cr + Al)100. Н.о. – элемент не определялся. FeO* – суммарное железо'.

Note. Rocks: Гц – harzburgite, Д – dunite, Олв – olivinite, Хрм – chromitite. F' = Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg)100, Cr' = Cr/(Cr + Al)100, F'' = Fe⁺³/(Fe⁺³ + Cr + Al)100. Н.о. – element was not determined. FeO* – FeO_{tot}.

дается в виде закономерных пластинчатых включений в энстатите, вдоль трещинок спайности. Химический состав клинопироксена соответствует диопсиду с железистостью 5.7% (см. табл. 2). Существенное преобладание Al^{VI} над Al^{IV} указывает на образование диопсида в условиях высокого давления [Малахов, 1983].

Хромовые шпинели в гарцбургитах встречаются редко в виде единичных красно-бурых зерен либо небольших скоплений. Их размер обычно менее 1 мм. Они имеют как ксеноморфную, так и субизометричную и эвгедральную формы. В гарцбургитах Калнинского массива хромовые шпинели имеют очень близкий состав с незначительными вариациями компонентов и относятся к хромитам и алюмохромитам (табл. 3, рис. 2). Хромовые шпинели Эргакского массива имеют более значительные вариации составов. Они отличаются от хромовых шпинелей из гарцбургитов Калнинского массива большей глиноземистостью и магнезиальностью и, соответственно, меньшей железистостью и хромистостью. Это, вероятно, отражает меньшую и неравномерную степень деплетирования гарцбургитов Эргакского массива.

Дуниты. Структура дунитов Калнинского массива обычно средне- и крупнозернистая, реже грубозернистая до пегматоидной, нередко с признаками порфирокластеза, иногда полностью порфирокластовая. Соответственно, среди них выделяются слабо и интенсивно пластически деформированные разновидности [Чернышов, Юричев, 2013].

В Эргакском массиве структура дунитов обычно порфирокластовая. Количественно-минералогический состав дунита: оливин – ≈95–100%, хромовая шпинель – до 5%. Из вторичных минералов отмечаются лизардит, антигорит, кальцит, хлорит и магнетит.

Оливин в слабо деформированных дунитах имеет субизометричную, неправильную, реже удлиненную форму зерен до 8–10 мм и крупнее. Для них характерно преимущественно однородное либо слабо выраженное волнистое погасание и редко наблюдающиеся полосы пластического излома.

В интенсивно деформированных дунитах с порфирокластовой структурой выделяются два морфологических типа зерен оливина. Порфирокластовые индивиды имеют преимущественно удлиненную, лейстовидную форму длиной до 5–6 мм,

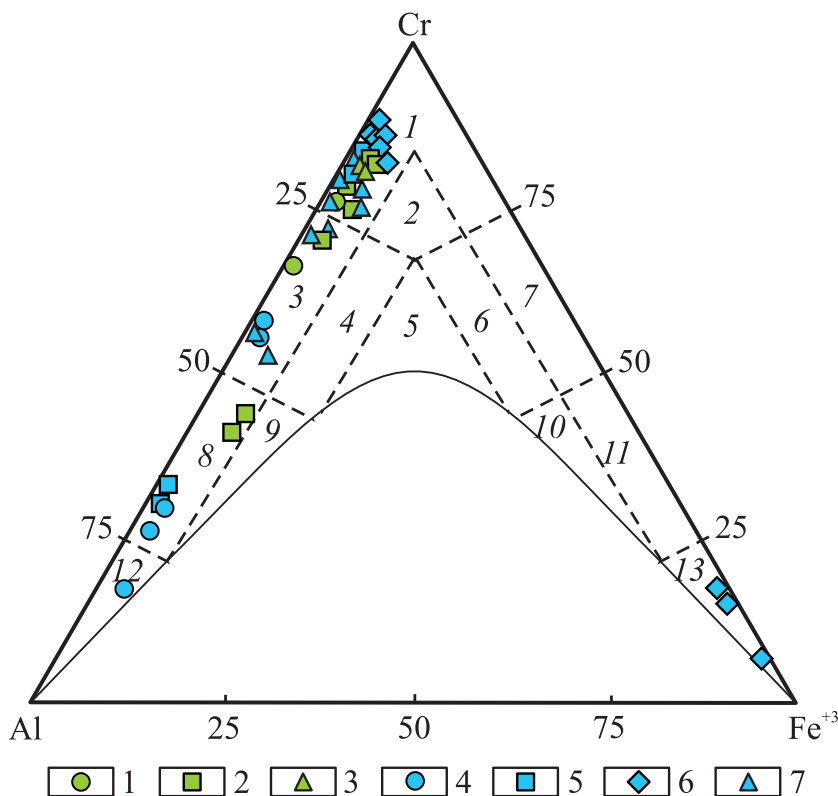


Рис. 2. Составы шпинелидов из ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов на классификационной диаграмме [Павлов, 1949].

1–3 – Калнинский массив: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – хромититы; 4–7 – Эргакский массив: 4 – гарцбургиты, 5 – дуниты, 6 – оливиниты, 7 – хромититы. Поля шпинелидов на диаграмме: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Fig. 2. Compositions of spinelides from ultramafites of Kalninsky and Ergaksky massifs on classification diagram [Pavlov, 1949].

1–3 – Kalninsky massif: 1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – chromitites; 4–7 – Ergaksky massif: 4 – harzburgites, 5 – dunites, 6 – olivinites, 7 – chromitites. Fields of spinelides on diagram: 1 – chromite, 2 – subferrochromite, 3 – aluminochromite, 4 – subferroaluminochromite, 5 – ferroaluminochromite, 6 – subaluminoferrochromite, 7 – ferrochromite, 8 – chromepicotite, 9 – subferrochromepicotite, 10 – subaluminochromemagnetite, 11 – chromemagnetite, 12 – picotite, 13 – magnetite.

отражающую наложенную директивность, обусловленную интенсивным пластическим течением в дунитах [Леснов и др., 2005]. Для них характерно резко выраженное неоднородное волнистое погасание, отмечаются многочисленные полосы пластического излома, обычно ориентированные диагонально к удлинению зерен. Основная масса породы сложена синтетектонически рекристаллизованными зернами размером менее 2 мм.

В дунитах обоих массивов оливиниты имеют близкие составы, отвечающие форстеритам, которые не обнаруживают видимой связи со степенью их пластического деформирования. Они аналогичны по составу оливинам из гарцбургитов (см. табл. 1). Дуниты неравномерно насыщены хромовой шпинелью – от редкой вкрапленности единичных зерен до появления струйчатых и жиль-

ных обособлений. Хромовая шпинель представлена обычно субизометричными зернами размером примерно 0.5 мм, реже – до 1.5–2 мм. Зерна окрашены в темно-бурый, красно-бурый, иногда черный цвет.

Хромовые шпинели в дунитах отличаются от таковых в гарцбургитах Калнинского массива большими вариациями химического состава и представлены хромитами, алюмохромитами и иногда, хромпикотитами (см. рис. 2, табл. 3). Хромовые шпинели из дунитов Калнинского и Эргакского массивов имеют близкие составы, однако последние отличаются большей глиноземистостью и меньшей хромистостью.

Оливиниты. Отмечаются только в Малоэргакском блоке Эргакского массива. Они имеют чаще всего среднезернистую структуру. Оливиниты от-

личаются от дунитов отсутствием признаков пластических деформаций. Они сложены преимущественно оливином ($\approx 90\text{--}95\%$), изредка наблюдается хромовая шпинель ($\approx 5\text{--}10\%$). Из вторичных минералов встречаются лизардит, антигорит, магнетит.

Оливин. Выделяется два типа оливинитов – гранобластовый и лейстовый. Оливиниты с гранобластовой структурой характеризуются наличием разнообразных по форме зерен оливина. Для лейстовых свойственна удлиненная, призматическая форма зерен оливина, часто субпараллельно ориентированных. Границы зерен обычно прямолинейные, реже плавно изогнутые. Размер 1–3, реже – до 5 мм. Для оливина характерно однородное погасание. Оливин в оливинитах по химическому составу существенно отличается от такового в гарцбургитах и дунитах. Он соответствует практически чистому форстериту с минимальной железистостью (см. табл. 1).

Шпинелиды в оливинитах встречаются редко и неравномерно. Они имеют субизометричную форму и размеры менее 0.5 мм. По химическому составу шпинелиды образуют две группы – хромовые шпинели и магнетиты (см. рис. 2). От хромовых шпинелей в дунитах они отличаются более высокой хромистостью (Cr^+) и низкими содержаниями глинозема (см. табл. 3).

Хромититы имеют вкрапленную структуру. Содержание зерен хромовых шпинелей составляет от 30 до 90%, интерстиции между ними выполнены серпентинизированным оливином либо серпентином, иногда встречаются кальцит, хлорит.

Форма зерен хромовых шпинелей субизометричная либо угловатая, их размер менее 3 мм. Они часто наблюдаются в виде агрегативных сростаний, характеризующихся красно-бурой окраской, а по периферии и вдоль трещинок – черной, вследствие замещения магнетитом.

Хромовые шпинели в хромититах Эргакского массива представлены алюмохромитами и хромитами, тогда как в Калнинском массиве они представлены только хромитами (см. рис. 2, табл. 3).

Оливины из хромититов Лысанского блока имеют железистость, близкую таковой оливинов из вмещающих дунитов (см. табл. 1).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ

Петрохимический анализ ультрамафитов обоих массивов проводился в целях определения особенностей их вещественного состава и выявления отличительных признаков, отражающих его эволюцию на уровнях формирования и последующего перемещения в верхней мантии и земной коре. Для сравнения в качестве эталонов авторами использованы составы ультрамафитов Кемпирсайского массива, включающего крупнейшее в мире место-

рождение хромитов и нехромитоносного Оспинского массива. Для построения диаграмм брались результаты 65 оригинальных силикатных анализов ультрамафитов исследуемых массивов, полученных в процессе выполнения тематических работ, а также заимствованы 60 анализов ультрамафитов из Оспинского и Кемпирсайского массивов [Гончаренко, Чернышов, 1990].

Изученные ультрамафиты характеризуются значительными вариациями содержаний петрогенных элементов, одни из которых не обнаруживают между собой какой-либо зависимости, а для других она отчетливо устанавливается. В первом случае фигуративные точки составов ультрамафитов формируют плотный рой точек (рис. 3). При этом Калнинские ультрамафиты на диаграмме $MgO\text{--}FeO_{\text{общ}}$ обнаруживают тенденцию к увеличению железистости по отношению к ультрамафитам из других массивов. Во втором случае, когда наблюдается устойчивая зависимость между элементами, на бинарных диаграммах фигуративные точки составов ультрамафитов образуют линейные тренды (см. рис. 3), которые отражают увеличение магнезиальности при отчетливом снижении содержаний кремния, кальция и глинозема от гарцбургитов к дунитам. Данное обстоятельство обусловлено снижением суммарного количества нормативного пироксена в ультрамафитах [Шмелев, 2011]. При этом фигуративные точки ультрамафитов Калнинского массива располагаются преимущественно во фронтальной части тренда, что свидетельствует об их большей степени деплетирования по сравнению с эргакскими. Наблюдается сближенность фигуративных точек ультрамафитов Калнинского и Оспинского массивов, при этом высокая деплетированность последнего отмечалась нами ранее [Гончаренко, Чернышов, 1990].

На диаграммах $Al_2O_3\text{--}CaO$ и $Al_2O_3\text{--}FeO_{\text{общ}}$ фигуративные точки составов формируют по два эволюционных тренда. Тренд I образуют преимущественно фигуративные точки ультрамафитов Эргакского и Кемпирсайского, а тренд II – Калнинского и Оспинского массивов. Данные тренды отражают эволюцию исходного мантийного субстрата. Тренд I включает в себя ультрамафиты менее деплетированного лерцолит-гарцбургитового парагенеза, при этом тренд II охватывает ультрамафиты более деплетированного дунит-гарцбургитового парагенезиса. Подобная неоднородность деплетирования мантийного субстрата отмечалась в ультрамафитовых массивах Полярного Урала: Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкарского [Шмелев, 2009]. Меньшая степень деплетирования ультрамафитов Эргакского массива подтверждается присутствием в них моноклинного пироксена, количество которого варьирует от единичных зерен до заметных содержаний, что иногда позволяет назвать породу лерцолитом [Кривенко и др., 2004].

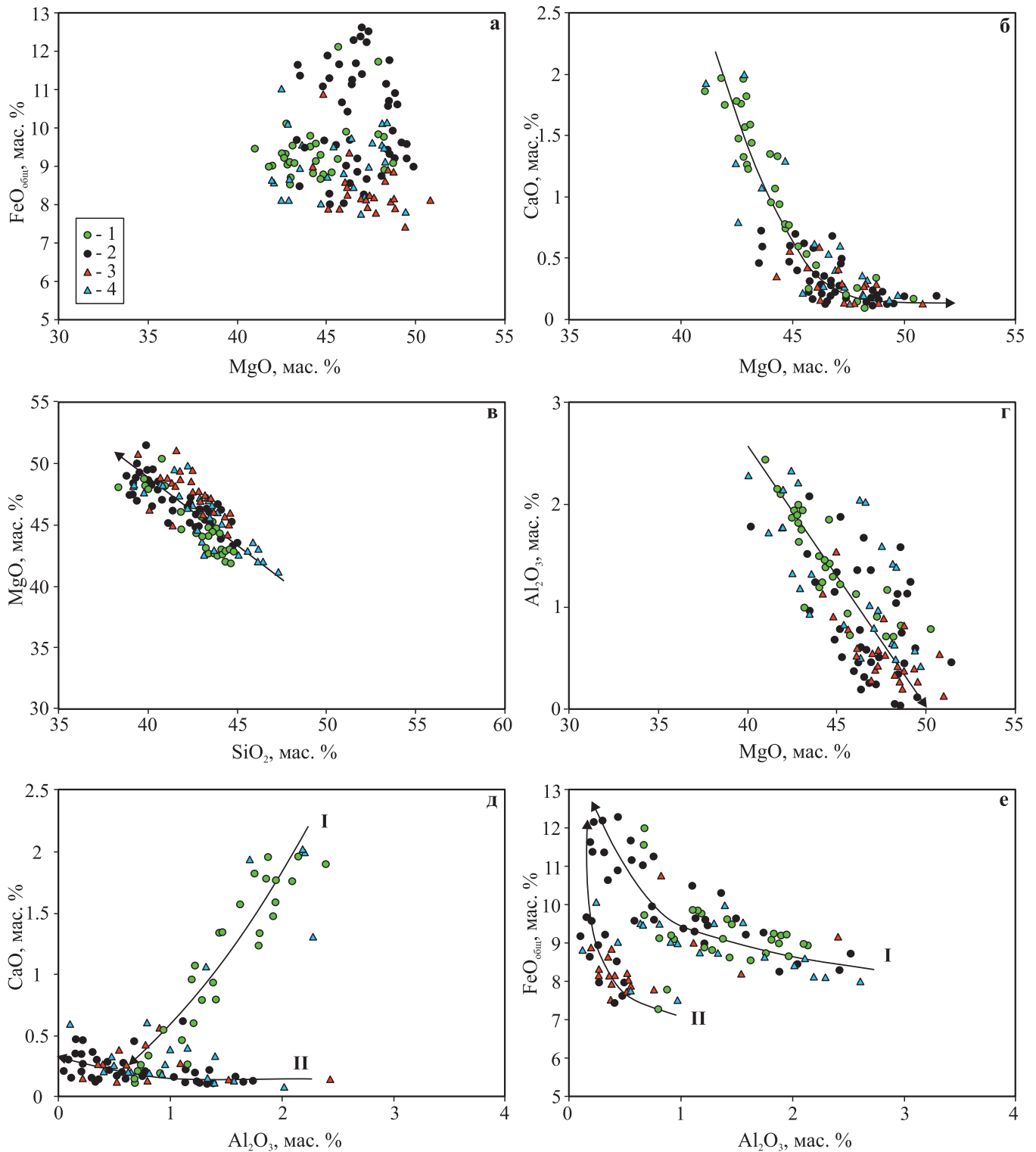


Рис. 3. Бинарные диаграммы для ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса и их сравнение с эталонными офиолитовыми массивами.

1 – Эргакский массив; 2 – Калнинский массив; 3 – Оспинский, Восточный Саян; 4 – Кемпирсайский, Южный Урал.

Fig. 3. Binary diagrams for ultramafites of Kurtushibinsky ophiolite belt and their comparison with reference ophiolite massifs.

1 – Ergaksky massif; 2 – Kalninsky massif; 3 – Ospinsky massif, East Sayan; 4 – Kempirsai massif, the Southern Urals.

ГЕОХИМИЯ

Анализ распределения РЗЭ в исследуемых массивах проводился также в сравнении с хромитоносным Кемпирсайским массивом (Южный Урал) и нехромитоносным Оспинским (ЮВ Восточного Саяна) (табл. 4). Для сравниваемых объектов на диаграммах отчетливо прослеживается одинаковый характер распределения РЗЭ – уменьшение от легких к средним и одинаковые концентрации средних и тяжелых. Следует отметить, что ультрамафиты Кемпирсайского массива заметно отличаются от Оспинского более высокими концентрациями РЗЭ, что, очевидно, свидетельствует о более высокой степени деплетирования ультрамафитов последнего.

Гарцбургиты исследуемых массивов, в сравнении с дунитами и хромититами, обладают более высокими содержаниями РЗЭ при однотипном характере их распределения (рис. 4). Для обоих массивов характерны тренды, обусловленные снижением концентраций от легких к средним лантаноидам. От средних к тяжелым наблюдаются примерно одинаковые их концентрации либо слабое увеличение последних. При этом калнинские гарцбургиты по отношению к эргакским выделяются большей обогащенностью легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 11.2–31.7$ – Калнинский массив, $(La/Yb)_n = 1.4–4.0$ – Эргакский массив) и имеют более дифференцированные спектры в области тяжелых РЗЭ: Tb, Ho и слабый Tm – отрицательные пики. Природа данных отрицательных аномалий, очевидно, заключается в большей степени деплетированности гарцбургитов Калнинского массива. Ортопироксениты Калнинского массива характеризуются практически идентичным распределением лантаноидов и сопоставимым уровнем содержания с гарцбургитами.

Средние и тяжелые РЗЭ в гарцбургитах обоих массивов имеют одинаковое распределение с гарцбургитами Оспинского массива, однако существенно отличаются от последнего по содержанию легких. При этом следует отметить, что все лантаноиды в Эргакском массиве отличаются меньшими концентрациями от Кемпирсайского и большими от Калнинского, что указывает на большую деплетированность последнего.

Дуниты в обоих исследуемых массивах по морфологии обнаруживают близкие тренды распределения РЗЭ с гарцбургитами. Однако по распределению РЗЭ дуниты Калнинского массива отличаются от Эргакского ($(La/Yb)_n = 7.4–22.2$ – Калнинский массив, $(La/Yb)_n = 4.3–10.8$ – Эргакский массив).

Для дунитов Калнинского массива выделяются два типа трендов. Первый тип по морфологии и содержанию РЗЭ практически аналогичен тренду в гарцбургитах. Второй отличается меньшими концентрациями легких и средних лантаноидов.

Для него отмечается отрицательная Eu-аномалия (см. рис. 4). Этот тип, очевидно, обусловлен более существенной степенью деплетирования мантийного субстрата. Для дунитов Эргакского массива устанавливается распределение РЗЭ, близкое первому типу калнинских дунитов.

Первый тип распределения РЗЭ в дунитах исследуемых массивов оказывается близким менее деплетированным дунитам и гарцбургитам Кемпирсайского массива. При этом второй тип распределения РЗЭ в дунитах является наиболее близким тренду интенсивно деплетированных дунитов Оспинского массива.

Оливиниты, образовавшиеся в результате вторичной рекристаллизации отжига, полностью наследуют концентрации РЗЭ от исходных дунитов ($(La/Yb)_n = 6.7–13.9$). Это свидетельствует об их пассивной роли в этом процессе. В то время как состав оливина в этих породах в процессе рекристаллизации резко изменяется, практически до форстерита (см. выше).

Хромититы обоих массивов формируют спектры РЗЭ, которые по общему содержанию лантаноидов и морфологии оказываются близкими распределению РЗЭ в гарцбургитах и первом типе дунитов. Они также соответствуют хромититам Кемпирсайского массива, практически полностью ложатся в область распространения их спектров (см. рис. 4).

Таким образом, в ультрамафитах Калнинского и Эргакского массивов устанавливается истощение РЗЭ от гарцбургитов к дунитам, что связано с возрастанием степени деплетирования последних. При этом ультрамафиты Эргакского массива являются наименее деплетированными реститами по сравнению с ультрамафитами Калнинского массива.

Поведение несовместимых и крупноионных литофильных и высокозарядных элементов в исследуемых ультрамафитах оказывается более сложным, но достаточно закономерным, что иллюстрируется спайдер-диаграммами ультрамафитов для исследуемых массивов (рис. 5).

Ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов характеризуются спектрами редких элементов с интенсивными положительными Ta, Sr, Hf-Zr аномалиями и отрицательными Nd, Sm, Eu аномалиями. При этом интенсивность перечисленных пиков возрастает от гарцбургитов к дунитам и хромититам. Специфичным для мультиспектров редких элементов ультрамафитов Калнинского массива является постоянное присутствие отрицательной Tb-аномалии, которая также отмечается, хотя и имеет меньшую интенсивность, на отдельных спектрах дунитов и хромититов Эргакского массива.

По своей морфологии спектры редких элементов ультрамафитов Калнинского и Эргакского мас-

Таблица 4. Химический состав редких и редкоземельных элементов в ультрамафитах, г/т

Table 4. Chemical composition of rare and rare-earth elements in ultramafites, ppm

Элемент	Калнинский массив										Эргакский массив									
	Образцы																			
	7073	7084	7042	7042/1	37/288	37/306	7074	7036/1	7081	7045/2	53	55	206	235	204	48	269	271	103	394
	Гц	Гц	Орт	Орт	Д	Д	Д	Д	Д	Хрм	Гц	Гц	Гц	Гц	Д	Д	Олв	Олв	Хрм	Хрм
Be	0.01	0.01	0.01	0.01	2.31	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.07	0.02
Sc	53	69	96	77	37	37	40	41	38	12	5.3	7.9	11.0	9.9	2.9	4.0	3.1	4.8	2.3	3.2
Co	120	110	71	66	120	110	130	120	120	37	110	110	100	96	110	110	96	160	62	188
Ni	2200	2200	360	390	1900	1800	2600	1700	2500	960	2400	2200	2100	1900	3100	2600	1900	2000	763.08	1198
Cu	20	18	29	23	24	35	240	13	12	31	6	8	21	10	6	6	7	7	2	8
Zn	48	42	61	49	32	40	53	44	48	39	38	37	39	36	29	26	23	25	885	314
Ga	0.37	0.41	0.54	0.60	0.27	0.20	0.27	0.27	0.32	0.58	0.48	0.39	0.80	0.40	0.17	0.38	0.25	0.22	7.32	6.57
Rb	0.98	0.86	2.60	1.40	1.40	0.25	1.30	1.00	1.30	0.78	0.19	0.12	0.38	0.18	0.68	0.25	0.83	0.50	0.21	1.17
Sr	4.3	13	32	21	0.95	2.3	25	6.9	18	12	0.93	1.1	2.4	1.1	2.3	13.0	5.4	2.1	4.1	4.1
Y	0.20	0.16	0.16	0.21	0.11	0.13	0.15	0.16	0.24	0.18	0.25	0.24	0.53	0.21	0.22	0.21	0.12	0.16	0.16	0.11
Zr	5.5	6.6	4.2	6.0	1.7	4.9	8.3	6.0	9.6	54.0	2.0	3.4	6.9	3.8	5.9	5.0	5.2	4.8	1.3	2.2
Nb	0.68	0.32	0.29	0.35	0.38	0.54	0.43	0.35	0.60	2.50	0.22	0.38	0.29	0.23	0.48	0.52	0.17	0.46	0.19	0.38
Cs	0.038	0.034	0.250	0.100	0.230	0.002	0.043	0.035	0.042	0.035	0.017	0.001	0.072	0.014	0.054	0.015	0.039	0.020	0.057	0.055
Ba	11	31	22	37	7.5	8.7	38	11	37	39	3.8	2.6	4.2	1.3	4.2	2.5	3.5	2.6	3.7	294
La	0.970	0.470	0.750	1.600	0.240	0.320	0.580	0.930	0.470	0.950	0.160	0.270	0.250	0.220	0.530	0.330	0.300	0.250	0.186	0.144
Ce	0.790	0.540	0.430	0.680	0.190	0.290	0.740	0.530	0.830	0.730	0.160	0.340	0.370	0.290	0.790	0.500	0.340	0.340	0.302	0.293
Pr	0.061	0.041	0.047	0.060	0.014	0.021	0.058	0.051	0.072	0.067	0.017	0.037	0.038	0.025	0.078	0.055	0.036	0.036	0.030	0.030
Nd	0.210	0.160	0.160	0.220	0.045	0.073	0.190	0.210	0.250	0.240	0.052	0.120	0.140	0.090	0.270	0.190	0.130	0.130	0.113	0.109
Sm	0.039	0.027	0.027	0.051	0.014	0.017	0.040	0.044	0.049	0.037	0.012	0.031	0.032	0.010	0.040	0.035	0.029	0.026	0.021	0.024
Eu	0.010	0.014	0.012	0.017	0.002	0.002	0.019	0.012	0.024	0.017	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.003	0.007
Gd	0.048	0.032	0.031	0.040	0.016	0.015	0.044	0.042	0.048	0.040	0.025	0.034	0.044	0.025	0.032	0.033	0.026	0.026	0.017	0.020
Tb	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.0051	0.0064	0.013	0.0042	0.0068	0.0040	0.0054	0.004	0.003	0.002
Dy	0.052	0.028	0.029	0.035	0.019	0.022	0.035	0.033	0.036	0.037	0.029	0.034	0.078	0.032	0.044	0.037	0.016	0.027	0.020	0.022
Ho	0.003	0.006	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.011	0.003	0.012	0.0076	0.020	0.0080	0.0089	0.0085	0.0059	0.006	0.004	0.006
Er	0.033	0.022	0.024	0.031	0.013	0.017	0.027	0.022	0.036	0.027	0.039	0.033	0.078	0.031	0.028	0.035	0.011	0.018	0.012	0.019
Tm	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.0079	0.0058	0.016	0.0043	0.0053	0.0050	0.0028	0.003	0.002	0.004
Yb	0.029	0.029	0.033	0.035	0.021	0.029	0.025	0.029	0.044	0.027	0.041	0.053	0.120	0.038	0.034	0.053	0.015	0.026	0.014	0.022
Lu	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.011	0.0095	0.017	0.0082	0.0066	0.0079	0.0025	0.005	0.002	0.004
Hf	0.100	0.120	0.084	0.120	0.071	0.100	0.160	0.130	0.170	0.920	0.120	0.072	0.170	0.059	0.099	0.190	0.073	0.085	0.034	0.063
Ta	0.490	0.110	0.780	0.085	0.590	0.270	0.240	0.190	0.280	0.320	0.160	0.190	0.067	0.043	0.068	0.180	0.052	0.320	0.070	0.180
Th	0.150	0.054	0.066	0.083	0.044	0.054	0.078	0.088	0.110	0.098	0.070	0.070	0.070	0.070	0.070	0.140	0.070	0.070	0.037	0.037
U	0.480	0.046	0.041	0.044	0.033	0.390	0.041	0.042	0.061	0.050	0.035	0.037	0.029	0.034	0.044	0.046	0.081	0.052	0.016	0.028

Примечание. Химические анализы пород выполнены на квадрупольном ICP MS - спектрометре серии Agilent 7500 в ЦКП "Аналитический центр геохимии природных систем" ТГУ (г. Томск), аналитик П.А. Тишин.

Note. Chemical analyzes of rocks were performed on quadrupole ICP-MS spectrometer of Agilent 7500 series at "Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems", Tomsk State University (Tomsk), analyst P.A. Tishin.

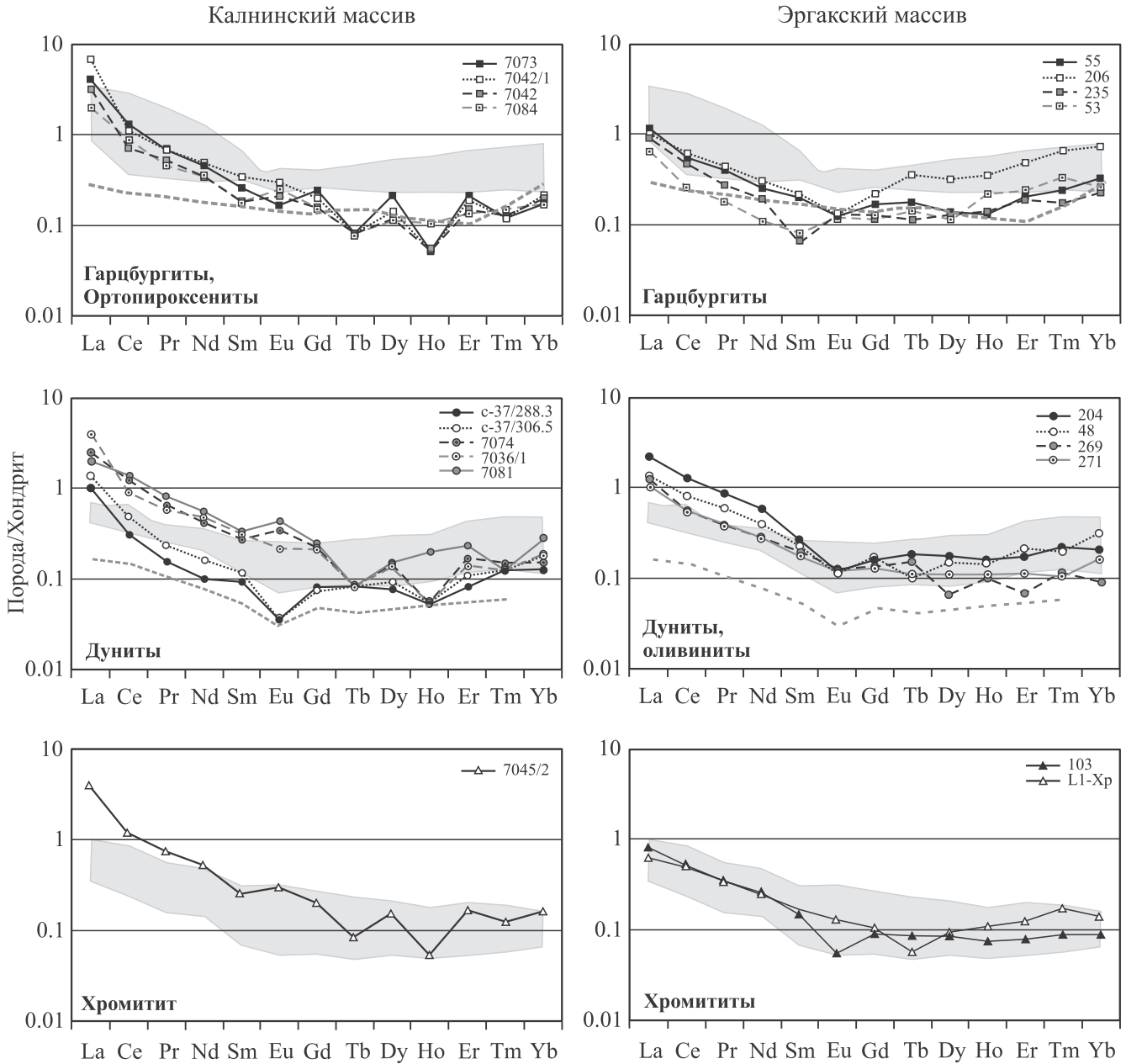


Рис. 4. Редкоземельные спектры ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов, нормированные по хондриту [Boyn-ton, 1984].

Для сравнения на графики вынесены составы аналогичных ультрамафитов Кемпирсайского массива Южного Урала (серое поле) и усредненные спектры составов дунитов и гарцбургитов Оспинского массива Восточного Саяна (серая пунктирная линия).

Fig. 4. Rare-earth spectra of ultramafites of Kalninsky and Ergaksky massifs, normalized to chondrite [Boyn-ton, 1984].

For comparison, compositions of similar ultramafites of Kempirsai massif of the Southern Urals (gray field) and averaged spectra of dunite and harzburgite compositions of Oospinsky massif of Eastern Sayan (gray dashed line) were plotted for graphs.

сивов обнаруживают большое сходство между собой и хорошо сопоставляются со спектрами редких элементов в ультрамафитах Кемпирсайского массива, но заметно отличаются от спектров ред-

ких элементов Оспинского массива. Последние обнаруживают более низкие концентрации редких элементов и характеризуются отсутствием интенсивной положительной Sr аномалии (см. рис. 5).

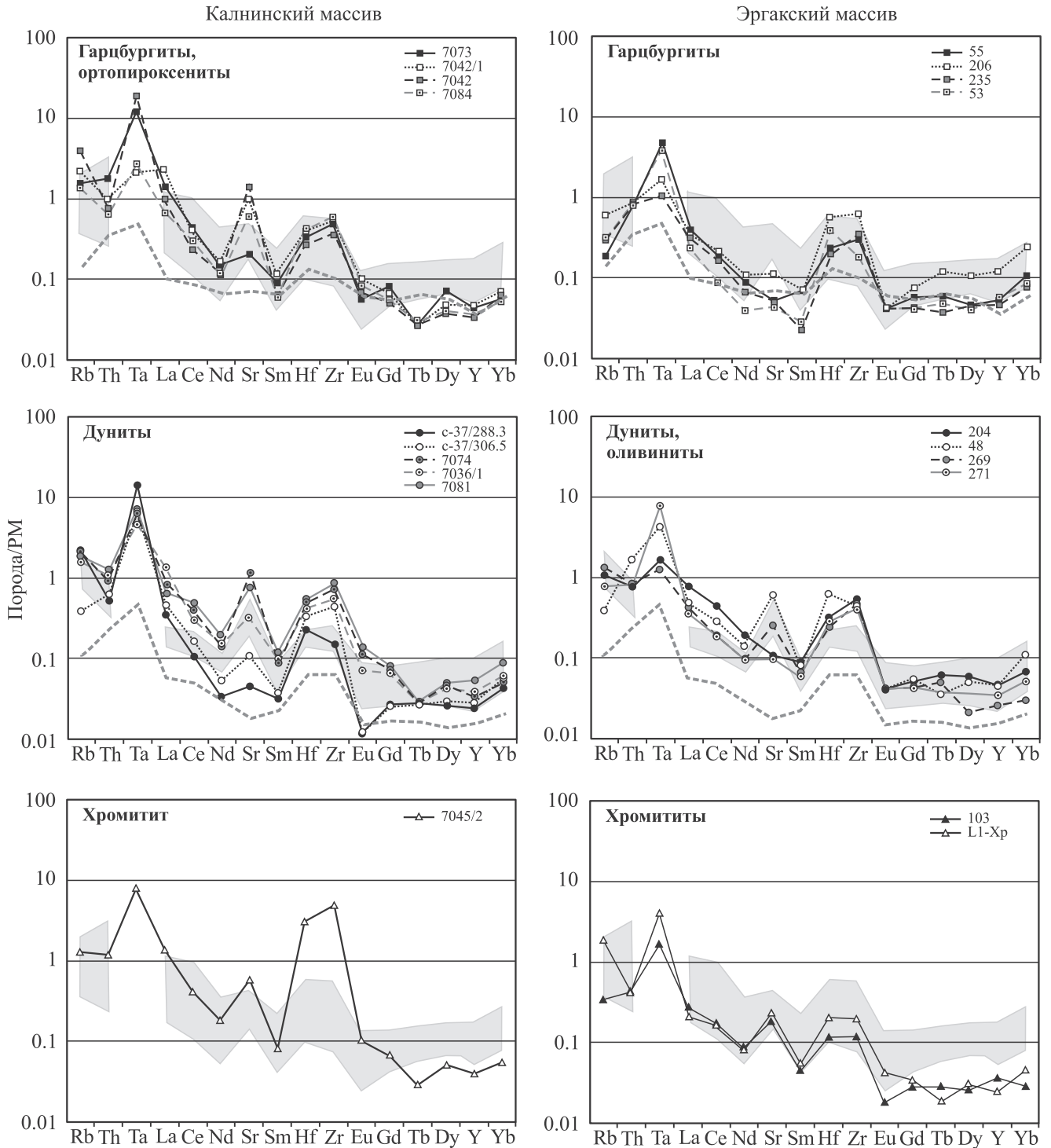


Рис. 5. Мультиэлементные спектры ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов, нормированные по примитивной мантии (ПМ) [Sun, McDonough, 1989].

Для сравнения на графики вынесены составы аналогичных ультрамафитов Кемпирсайского массива Южного Урала (серое поле) и усредненные спектры составов дунитов и гарцбургитов Оспинского массива Восточного Саяна (серая пунктирная линия).

Fig. 5. Multielement spectra of ultramafites from Kalninsky and Ergaksky massifs, normalized to primitive mantle (PM) [Sun, McDonough, 1989].

For comparison, compositions of similar ultramafites of Kempirsai massif of the Southern Urals (gray field) and averaged spectra of dunite and harzburgite compositions of Ospinsky massif of Eastern Sayan (gray dashed line) were plotted for graphs.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Суммируя результаты комплексного петрологического исследования, рассмотрим главные отличительные особенности хромитоносных ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов.

1. Геологическое строение ультрамафитовых массивов. Калнинский и Эргакский ультрамафитовые массивы являются крайними северо-восточными тектоническими блоками Куртушибинского офиолитового пояса. Они сложены преимущественно неравномерно деплетированными ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса и представляют собой нижнюю часть офиолитового покрова. Хромититы среди них встречаются в виде линейных полосчатых зон, либо линзовидных тел. В северной части Эргакского массива ультрамафиты представлены преимущественно регенерированными оливинитами

2. Петрографический состав. Ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов представлены преимущественно дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разновидностями. В северном блоке Эргакского массива ультрамафиты нередко преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты. Среди ультрамафитов обоих массивов отмечаются хромитовые тела.

Оливины в дунитах и гарцбургитах исследуемых массивов по химическому составу не различаются и представлены форстеритами. Оливины в регенерированных оливинитах отличаются минимальной железистостью ($Fa \approx 0.8-1.6\%$). Ромбические пироксены соответствуют энстатиту с железистостью 7.8–9.7%. Однако энстатиты Калнинского массива отличаются от Эргакского тенденцией возрастания содержания MgO и уменьшения Al_2O_3 , Cr_2O_3 и FeO . Клинопироксен устанавливается только в гарцбургитах Эргакского массива и соответствует диопсиду. Его количество в породе варьирует от единичных зерен до заметных содержания, что иногда позволяет назвать породу лерцолитом. Хромовые шпинели в дунитах и гарцбургитах обоих массивов по химическому составу соответствуют хромитам, алюмохромитам, хромпикотитам, редко пикотитам. Следует отметить, что хромовые шпинели в ультрамафитах Эргакского массива имеют более значительные вариации составов по сравнению с таковыми Калнинского массива. При этом хромовые шпинели Калнинского массива отличаются тенденцией к уменьшению глиноземистости и магнезиальности и, соответственно, к увеличению железистости и хромистости. Поэтому в Калнинском массиве они представлены преимущественно хромитами и алюмохромитами, тогда как в Эргакском – хромитами, алюмохромитами, хромпикотитами, иногда пикоти-

тами (см. рис. 2, табл. 3). Шпинелиды из метаультрамафитов (оливинитов) отвечают хромитам либо магнетитам. Хромовые шпинели в хромититах Эргакского массива представлены алюмохромитами и хромитами, тогда как в Калнинском массиве – только хромитами.

Наблюдаемые различия в химическом составе минералов, очевидно, связаны с меньшей степенью деплетирования ультрамафитов Эргакского массива по сравнению с Калнинским, а также с последующей неоднородностью их высокотемпературного пластического деформирования и с вторичной рекристаллизацией отжига.

3. Петрогеохимия. Проведенные петрохимические исследования показывают, что наименее деплетированными являются ультрамафиты Эргакского массива с лерцолитовым уклоном, которые часто содержат клинопироксен и по своему составу оказываются наиболее близкими Кемпирсайскому хромитоносному массиву. В Калнинском массиве степень деплетирования ультрамафитов возрастает, в нем широко распространены дуниты и отсутствует клинопироксен. Они по своему составу приближаются к наиболее истощенным ультрамафитам Оспинского массива. Ультрамафиты исследуемых массивов обнаруживают одинаковый характер распределения РЗЭ – уменьшение от легких к средним и одинаковые концентрации средних и тяжелых лантаноидов. Устанавливается истощение средними и тяжелыми РЗЭ от гарцбургитов к дунитам, что связано с возрастанием степени деплетированности последних [Леснов, 2007]. При этом в ряду массивов Кемпирсайский–Эргакский–Калнинский–Оспинский отмечается тенденция к уменьшению содержаний РЗЭ в ультрамафитах, свидетельствующая о том что от первого к последнему они становятся более деплетированными реститами. Спектры редких элементов из ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов обнаруживают сходство между собой и характеризуются постоянными интенсивными положительными Ta, Sr, Hf-Zr аномалиями и отрицательными Nd, Sm и Eu аномалиями. При этом интенсивность перечисленных пиков возрастает от гарцбургитов к дунитам и хромититам. Установленное нетипичное для реститов обогащение ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов несовместимыми легкими РЗЭ (La, Ce), Sr, Zr и Hf, очевидно, указывает на их взаимодействие с бонинитовым расплавом (флюидом), обогащенным этими элементами [Терехов, Ефремова, 2005]. Подобное поведение обычно рассматривается как свидетельство мантийного метасоматоза или магматической рефертилизации ультрамафитов под воздействием просачивающихся расплавов (флюидов) островодужной или бонинитовой надсубдукционной природы [Batanova et al., 2011; Савельева и др., 2013; Батанова и др., 2014].

4. Образование хромититов. Формирование хромового оруденения в исследуемых массивах, очевидно, осуществлялось в мантийных условиях в процессе неоднородного деплетирования исходного мантийного вещества с образованием пород полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. В результате интенсивной депироксенизации формировались крупнозернистые дуниты [Савельева, 1987]. В процессе депироксенизации гарцбургитов происходило освобождение Al, Mg, Fe и Cr, которые затем обособлялись в самостоятельную фазу хромовых шпинелей [Савельев, Федосеев, 2011]. В результате дуниты обогащались хромовой шпинелью. В зонах высокотемпературного послейного пластического течения дунит-гарцбургитового субстрата происходила сегрегация хромовой шпинели, которая сопровождалась формированием линейных зон полосчатых хромитовых руд от убого вкрапленных до средне вкрапленных. В процессе дальнейшей эволюции, в ходе перемещения ультрамафитов в верхние этажи литосферы в результате интенсивных пластических деформаций, линейные зоны вкрапленного оруденения подвергались деструкции с образованием линзовидных тел хромититов [Чернышов, Юричев, 2013, 2016], которая сопровождалась удалением пластичного оливина с образованием густовкрапленных и сплошных хромититов. Процессы метаморфизма на этом этапе способствовали возрастанию хромистости хромитовых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. (2014) Перидотиты п-ова Камчатский мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки. *Геология и геофизика*, **55**(12), 1748-1758.
- Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А. (2009) Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян). *Геохимия*, **4**, 401-414.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И. (1990) Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 200 с.
- Еханин Д.А. (2010) Геологическое строение и перспективы рудоносности Калнинского ультрабазитового массива. *Разведка и охрана недр*, **9**, 24-28.
- Еханин А.Г., Власов А.В., Заболоцкий А.Д. и др. (2008) Новые данные о хромитоносности гипербазитового Калнинского массива (Красноярский край). *Геология и полезные ископаемые Красноярского края*. Красноярск: КНИИГиМС, 173-180.
- Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Агафонов Л.В. (2004) Петрология и минералогия гипербазитов Эргакского массива. *Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества*. Кызыл: ТувИКОП СО РАН, 61-77.
- Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Кубышев А.И., Катанов С.Г. (2002) Перспективы хромитоносности и платиноносности гипербазитов Верхне-Амьельского района в Западном Саяне. *Минеральные ресурсы Красноярского края*. Красноярск: КНИИГиМС, 314-324.
- Леснов Ф.П. (2007) Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 403 с.
- Леснов Ф.П., Чернышев А.И., Истомин В.Е. (2005) Геохимические свойства и типоморфизм оливинов из гетерогенных ультрамафитовых пород. *Геохимия*, **4**, 395-414.
- Малахов И.А. (1983) Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 223 с.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. *Труды Геологического института АН СССР*, **103**(3), 91 с.
- Перцев А.Н., Савельева Г.Н. (2005) Первичные магмы уральских ультрамафитовых комплексов аляскинского типа: геохимические ограничения по составу минералов. *Геохимия*, **5**, 503-518.
- Подлипский М.Ю., Кривенко А.П. (2005) Платино-хромитовое оруденение в офиолитовых гипербазитах Западного Саяна. *Платина России. Новые нетрадиционные типы месторождений и рудопроявлений платиносодержащего сырья*. М.: Геоинформмарк, Т. 6, 100-109.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2011) Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов. *Руды и металлы*, **5**, 35-42.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 246 с.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А. (2013) Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал). *Геотектоника*, **3**, 43-57.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. (1995) Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив. *Петрология*, **3**(2), 115-132.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Молдавандцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г. Савельева Г.Н., Савельев А.А. (1977) Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 222 с.
- Терехов Е.Н., Ефремова Л.Б. (2005) Эволюция содержания РЗЭ в породах восточной части Балтийского щита как отражение геодинамических обстановок. *Геохимия*, **11**, 1161-1174.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. (2013) Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне. *Геотектоника*, **4**, 31-46.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. (2016) Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал). *Геотектоника*, **2**, 62-77.
- Шмелев В.Р. (2009) Ультрабазиты Полярного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Мат-лы III Междунар. конф.* Екатеринбург, 282-285.
- Шмелев В.Р. (2011) Мантийные ультрабазиты офиолито-

вых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования. *Петрология*, **19**(6), 649-672.

Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. (2011) Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals). *J. Petrol.*, **52**(12), 2483-2521.

Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63-114.

Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. London: Geological Society of London Special Publication, 313-345.

REFERENCES

- Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. (2011) Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals). *J. Petrol.*, **52**(12), 2483-2521.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Lyaskovskaya Z.E., Savel'eva G.N. (2014) Peridotites from the Kamchatsky Mys: Evidence of oceanic mantle melting near a hotspot. *Russ. Geol. Geophys.*, **55**(12), 1395-1403.
- Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Chernyshov A.I., Yurichev A.N. (2013) Petrostructural evolution of ultramafic rocks of the Kalninsky chromite-bearing massif, Western Sayan. *Geotectonics*, **47**(4), 266-278.
- Chernyshov A.I., Yurichev A.N. (2016) The structural evolution of dunite and chromite ore from the Kharcheruz Massif, the Polar Urals. *Geotectonics*, **50**(2), 196-208.
- Goncharenko A.I., Chernyshev A.I. (1990) *Deformatsionnaya struktura i petrologiya nefritonosnykh giperbazitov* [Deformation structure and petrology of nephrite-bearing hyperbasites]. Tomsk, Tomsk State Univ. Publ., 200 p. (In Russian)
- Ekhanin D.A. (2010) Geological structure and prospects of ore-bearing of Kalninsky ultrabasic massif. *Razvedka i okhrana nedr*, **9**, 24-28. (In Russian)
- Ekhanin A.G., Vlasov A.V., Zabolotsky A.D. and others (2008) New data on chrome-bearing of Kalnin ultrabasic massif (Krasnoyarsk region). *Geologiya i poleznye iskopaemye Krasnoyarskogo kraya* [Geology and minerals of Krasnoyarsk region]. Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ. 173-180. (In Russian)
- Krivenko A.P., Podlipskii M.Yu., Agafonov L.V. (2004) Petrology and mineralogy of hyperbasites of Ergaksky massif. *Sostoyanie i osvoenie prirodnykh resursov Tuvy i sopredel'nykh regionov Tsentral'noi Azii. Geokologiya prirodnoi sredy i obshchestva* [State and development of natural resources of Tuva and adjacent regions of Central Asia. Geocology of natural environment and society]. Kyzyl, TuvIKOPR SO RAN, 61-77. (In Russian)
- Krivenko A.P., Podlipskii M.Yu., Kubyshev A.I., Katanov S.G. (2002) Perspectives of chromite-bearing and platinum-bearing capacity of hyperbasites of Upper-Amylsky region in Western Sayan. *Mineral'nye resursy Krasnoyarskogo kraya* [Mineral Resources of Krasnoyarsk Territory]. Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ., 314-324. (In Russian)
- 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. B. 1. The main types of rocks. Rock-forming minerals]. Novosibirsk, GEO Publ., 403 p. (In Russian)
- Lesnov F.P., Istomin V.E., Chernyshov A.I. (2005) Geochemical characteristics and typomorphism of olivine from heterogeneous ultramafic rocks. *Geochem. Int.*, **43**(4), 354-371.
- Malakhov I.A. (1983) *Petrokhimiya glavnykh formatsionnykh tipov ul'trabazitov* [Petrochemistry of main formation types of ultrabasites]. Moscow, Nauka Publ., 223 p. (In Russian)
- Pavlov N.V. (1949) *Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod Ul'traosnovnykh intruzivov* [Chemical composition of chromospinelides in connection with petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions]. *Trudy Geologicheskogo instituta AN SSSR*, **103**(3), 91 p. (In Russian)
- Pertsev A.N., Savel'eva G.N. (2005) Primary magmas of uralian Alaskan-type ultramafic complexes: Geochemical constraints deduced from mineral compositions. *Geochem. Int.*, **43**(5), 456-470.
- Podlipsky M.Yu., Krivenko A.P. (2005) Platinum-chromite mineralization in ophiolite hyperbasites of the Western Sayan. *Platina Rossii. Novye netradsitsionnye tipy mestorozhdenii i rudoproyavlenii platinosoderzhashchego syr'ya* [The Platinum of Russia. New unconventional types of deposits and ore occurrences of platinum-containing raw materials]. Moscow, Geoinformmark Publ., Vol.6, 100-109. (In Russian)
- Savel'ev D.E., Fedoseev V.B. (2011) Segregation mechanism of chromite bodies formation in ultrabasites of folded belts. *Rudy i metally*, **5**, 35-42. (In Russian)
- Savel'eva G.N. (1987) *Gabbro-giperbazitovye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoi okeanicheskoi kore* [Gabbro-hyperbasite complexes of the Urals ophiolites and their analogues in modern oceanic crust]. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Savel'eva G.N., Batanova V.G., Sobolev A.V., Belousov I.A., Berezhnaya N.A., Presnyakov S.L., Skublov S.G. (2013) Polychronous formation of mantle complexes in ophiolites. *Geotectonics*, **47**(3), 167-179.
- Savel'eva G.N., Pertsev A.N. (1995) Mantle ultramafites in ophiolites of Southern Ural, Kempirsai massif. *Petrologiya*, **3**(2), 115-132. (In Russian)
- Sobolev V.S., Dobretsov N.L., Moldavantsev Yu.E., Kazak A.P., Ponomareva L.G., Savel'eva G.N., Savel'ev A.A. (1977) *Petrologiya i metamorfizm drevnikh ofiolitov (na primere Polyarnogo Urala i Zapadnogo Sayana)* [Petrology and metamorphism of ancient ophiolites (on example of Polar Urals and Western Sayan)]. Novosibirsk, Nauka Publ., 222 p. (In Russian)
- Shmelev V.R. (2009) Ultrabasites of the Polar Urals: mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Ul'trabazit-bazitovye komplekсы skladchatykh oblastei i svyazannye s nimi mestorozhdeniya. Materialy III Mezhdunarodnoi konferentsii* [Ultrabasic-basite complexes of folded regions and associated deposits: Materials of the III International conference]. Ekaterinburg, 282-285. (In Russian)
- Shmelev V.R. (2011) Mantle ultrabasites of ophiolite com-

- plexes in the Polar Urals: Petrogenesis and geodynamic environments. *Petrology*, **19**(6), 618-640.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. London, Geological Society of London Special Publication, 313-345.
- Terekhov E.N., Efremova L.B. (2005) Evolution of REE contents in rocks of the Eastern Baltic Shield as indicators of geodynamic environments. *Geochem. Int.*, **43**(11), 1065-1077.