УДК 552.321.6+553.46

DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-6

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МАССИВА НУРАЛИ

Р. А. Гатауллин^{1,2}, Д. Е. Савельев¹

- ¹ Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: rusgatln97@gmail.com
- ² Башкирский государственный университет, 450076, г. Уфа, ул. Заки Валиди, 32

В статье приводятся результаты изучения составов породообразующих и акцессорных минералов ультрамафитов южной части офиолитового массива Нурали. Показано, что в ряду лерцолит – гарцбургит – дунит увеличивается магнезиальность и содержание никеля в оливине, в хромшпинелидах увеличивается хромистость и снижается содержание ванадия, совместное увеличение содержаний железа и хрома образует тренд. Наиболее хромистые разновидности шпинелидов обнаруживаются в дуните. Показано, что ультрамафиты массива образованы в процессе частичного плавления исходного мантийного субстрата — примерно 20–30% для перидотитов, дуниты — при 30–40%. Закрытие обменных реакций в парах хромшпинелид – оливин из перидотитов происходило при температурах 580–830°С, в тех же парах из дунитов — при температурах 770–840°С. По расчетам двупироксеновых термометров закрытие обменных реакций в пироксенитовых жилах происходило при температурах 1000–1150°С. Полученные температуры достижения химических равновесий в минералах, а также степени плавления исходного мантийного вещества в ходе становления мантийных ультрамафитов Нурали согласуются с данными по другим офиолитовым ультрамафитам Урала.

Ключевые слова: ультрамафиты, Нурали, оливин-шпинелевая геотермометрия, двупироксеновая геотермометрия, перидотит, дунит, пироксенит

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF ULTRAMAFICS OF THE SOUTHERN PART OF THE NURALI MASSIF

R.A. Gataullin^{1,2}, D.E. Saveliev¹

- ¹ Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: rusgatln97@gmail.com
- ² Bashkir State University, 32, Zaki Validi St., Ufa, 450076, Russia,

This article presents the results of studying the compositions of rock-forming and accessory ultramafic minerals of the southern part of the ophiolitic massif of Nurali. It is shown that the chemical composition of Nurali ultramafic minerals form stable relationships with the mineral composition of the rocks they form. Thus, in a series of lherzolite-garzburgite-dunite increases magnesia and nickel content in the olivine, in chromium spinelids increases chromium and decreases vanadium content, the joint increase in iron and chromium content forms a trend. The most chromium-rich varieties of spinelids are found in dunite. It was shown that ultramafites of the massif were formed in the process of partial melting of the original mantle substrate — about 20–30% for peridotites, about 30–40% for dunite. Closing

Для цитирования: *Гатауллин Р.А., Савельев Д.Е.* Минералого-геохимические особенности мантийных ультрамафитов южной части массива Нурали // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-6.

For citation: Gataullin R.A., Saveliev D.E. (2021) Mineralogical and geochemical features of ultramafics of the Southern part of the Nurali massif. Geologicheskii vestnik. No. 1. P. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-6.

of exchange reactions in chromespinelide – olivine pairs from peridotites occured at temperatures 580–830°C, in the same pairs from dunites — at temperatures 770–840°C. According to the calculations of two-pyroxene thermometers, the closure of exchange reactions in pyroxenite veins occured at temperatures 1000–1150°C. The obtained temperatures of reaching chemical equilibria in the minerals, as well as the melting degrees of the initial mantle matter during the formation of mantle ultramafics of Nuraly massifs are consistent with the data on other ophiolitic ultramafic rocks of the Urals.

Keywords: ultramafic rocks of Nurali, olivine-spinel geothermometry, double-pyroxene thermometry, peridotite, dunite, pyroxenite

Введение

История исследований Нуралинского массива берет начало со второй половины XIX века, когда на его площади были выявлены первые проявления хромовых руд. Планомерное площадное изучение внутреннего строения территории начато В.С. Коптевым-Дворниковым в 1932 г. В дальнейшем массив был охвачен геологической съемкой различного масштаба [Муравьева, 1947ф; Садрисламов, 1960ф; Анисимов, 1983ф], комплексными геофизическими исследованиями [Вульфович, 1963ф; Чурсин, 1979ф]. В пределах массива неоднократно проводились тематические исследования, результаты которых отражены как в публикациях [Рудник, 1965 и др.], так и в производственных отчетах [Прокин, 1962ф; Эдельштейн, 1964ф и др.]. В 1978–1980 гг. здесь были проведены поисковые работы на вкрапленные хромовые руды, в результате которых были выявлены месторождения Нуралинское и Курманкульское [Шумихин, 1980ф].

Детальное структурно-петрологическое изучение ультрамафитов Нуралинского массива предпринято сотрудниками ГИН АН СССР (Г.Н. Савельева, Е.А. Денисова) в 1980-е годы. В результате проведенных исследований была составлена структурногеологическая карта ультрамафитов мантийного разреза и переходного верлит-пироксенитового комплекса, охарактеризован состав породообразующих минералов, предложена новая интерпретация происхождения массива, рассматривающая его в качестве одного из типичных представителей офиолитовых комплексов лерцолитового типа на Южном Урале [Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987]. Природе переходного дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса массива были посвящены исследования различных авторов [Перцев, Савельева, 1997; Pertsev et al., 1997 и др.]. Тем не менее в данных по минералогии и геохимии ультрамафитов массива остается довольно много «белых пятен», устранению которых и посвящено настоящее исследование.

Основной целью данной работы является изучение минералогических особенностей и определение температур минеральных равновесий в ультрамафитах мантийного разреза южной части Нуралинского массива и пироксенитовых жил, импрегнирующих эти породы.

Методы исследований

Фактический материал для исследований был получен авторами при полевых работах в южной части Нуралинского массива в 2018–2019 гг. Изучение минерального состава пород, текстурных и структурных особенностей проводилось методами оптической и электронной микроскопии.

Определение химического состава минералов проводилось методом рентгеноспектрального микроанализа с использованием энергодисперсионного спектрометра Oxford X-Act, установленного на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Sbh Tescan в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН (г. Уфа), аналитики И.И. Мусабиров и С.Н. Сергеев. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА, время накопления спектра в точке 60 сек в точечном режиме. Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTecOne с использованием методики TrueQ. Расчет элементного состава минеральных фаз в оксидной форме проводился с нормированием к 100%. Формулы минералов рассчитывались анионным методом на 4 (хромшпинелид, оливин) и 6 (пироксены) атомов кислорода.

В формуле хромшпинелидов количество двухи трехвалентного железа определялось по стехиометрии минерала. По данным химического анализа хромшпинелидов рассчитывались атомные отношения и соответствующие числовые характеристики: хромистость $Cr\#=Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ и магнезиальность $Mg\#=Mg/(Mg+Fe^{2+})$. По составам оливина и пироксенов определены содержания миналов: форстерита (Fo), энстатита (En), ферросилита (Fs), волластонита (Wo).

Результаты исследований Геологический очерк

Нуралинский массив представляет собой линзовидное тело, вытянутое меридионально в соответствии с простиранием Уральских структур (рис. 1). Размеры главного блока примерно 10×3 км, на 90% по объему массив сложен «мантийным разрезом». На востоке в виде узкой полосы обнажается «коровый разрез», представленный различными пироксенитами и роговообманковым габбро. Далее на восток габброиды граничат с серпентинитовым меланжем. Специфической особенностью массива является то, что здесь на сравнительно небольшой территории представлены почти все структурно-веществен-

ные комплексы офиолитов (рис. 2a), и практически все они хорошо обнажены (рис. 2б–д).

В строении мантийного разреза преобладают лерцолиты с акцессорным шпинелидом (0.n–5%), отличительная особенность массива — широкое распространение наряду со шпинелидом также плагиоклаза (иногда до 10%). Последний чаще всего пелитизирован, и почти всегда плагиоклаз

Рис. 1. Геологическая схема основной части Нуралинского массива (по [Сначёв, 2019] с незначительными изменениями)

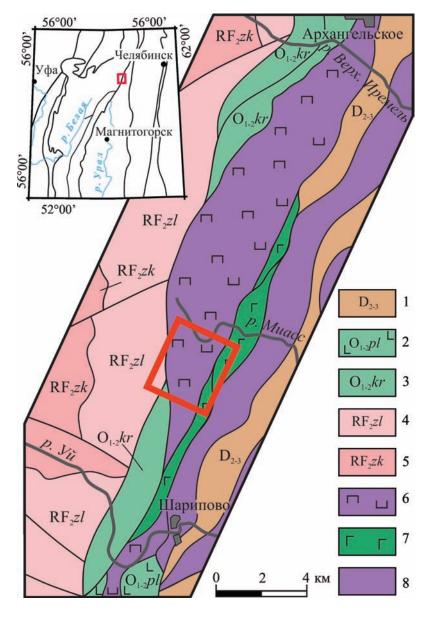
Условные обозначения: 1 — вулканогенно-осадочные отложения Западно-Магнитогорской зоны; 2 — базальты поляковской свиты; 3 — углеродистые сланцы и метавулканиты кураганской свиты; 4 — песчаники и кварциты зильмердакской свиты; 5 — углеродистые сланцы зигазино-комаровской свиты; 6–8 — Нуралинский офиолитовый комплекс: 6 — перидотиты, 7 — габбро, 8 — серпентинитовый меланж. В рамке — исследуемая площадь.

Fig. 1. Geological diagram of the main part of the Nurali massif (according to [Snachyov 2019] with minor changes)

Legend: 1 — volcanogenic-sedimentary deposits of the West Magnitogorsk zone; 2 — basalts of Polyakovka Formation; 3 — carbonaceous shales and metavolcanites of the Kuragan Formation; 4 — sandstones and quartzites of the Zilmerdak Formation; 5 — carbonaceous shales of the Zigazino-Komarov Formation; 6–8 — Nurali ophiolite complex: 6 — peridotites, 7 — gabbro, 8 — serpentinite melange. The box shows the investigated

ассоциирует со скелетными зернами шпинелида. Во многих случаях на выветрелой поверхности обнажений хорошо выражена первичная полосчатость (см. рис. 2 в). Она обусловлена неравномерным распределением в породе зерен пироксенов, которые обычно более устойчивы к выветриванию по сравнению с оливином и выступают в виде бугорков, образующих цепочки.

В лерцолитах встречаются пироксенитовые жилы (см. рис. 2 д) и небольшие по мощности тела дунитов. Между «мантийной» и «коровой» частями расположен наиболее мощный «горизонт» дунитов, с которым связаны сегрегации вкрапленных хромититов. В рассматриваемой нами южной части массива, к дунитам приурочено Майское рудопроявление [Шумихин, 1980ф].



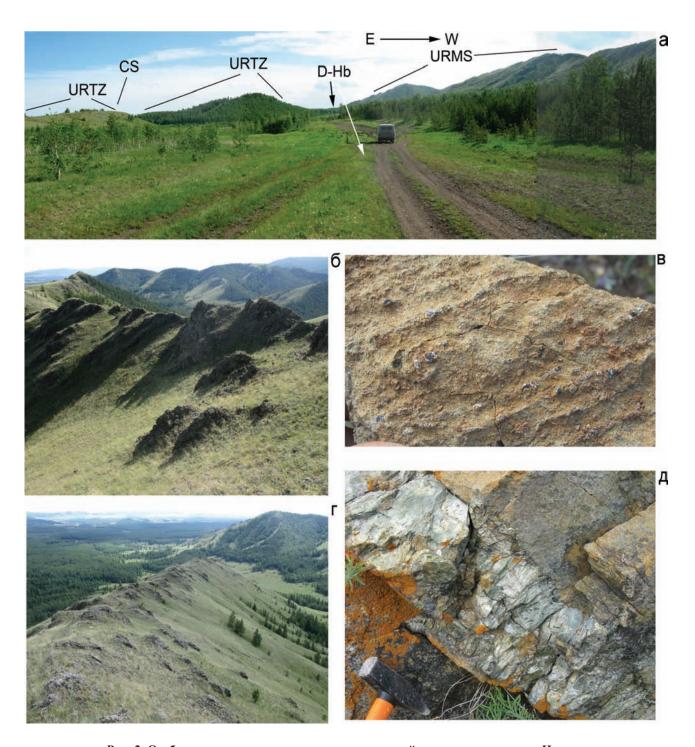


Рис. 2. Особенности геологического строения мантийного разреза массива Нурали

а — общий вид массива: URTZ — ультраосновные породы переходной зоны, CS — коровый разрез, D-Hb — дунит-гарцбургитовый комплекс, URMS — ультраосновные породы мантийного разреза; б — коренные выходы лерцолитов; в — обнажение лерцолита: положительные формы рельефа представлены 1) менее выветрелыми зонами, обогащенными пироксенами, 2) редкими вкраплениями шпинелидов с плагиоклазовыми каймами; г — коренные выходы лерцолитов вблизи перехода к дунит-гарцбургитовому комплексу (слева); д — пироксенитовая жила в лерцолите.

Fig. 2. Features of the geological structure of the mantle section of the Nurali massif

a — general view of the massif: URTZ — ultrabasic rocks of the transition zone, CS — crustal section, D-Hb — dunite-harzburgite complex, URMS — ultramafic rocks of the mantle section; δ — outcrops of lherzolites; B — outcrop of lherzolite: positive relief forms are represented by 1) less weathered pyroxene-rich zones, 2) rare spinelide inclusions with plagioclase fringes; r — outcrops of lherzolites near the transition to the dunite-harzburgite complex (left); g — pyroxenite vein in lherzolite.

Петрографическая характеристика ультрамафитов

Для большинства образцов перидотитов и дунита характерна петельчатая структура, массивная текстура. Некоторые образцы значительно затронуты вторичными изменениями, о чем свидетельствуют серпентинизация (до 60%) и буроватый цвет поверхности некоторых шлифов. Ультрамафиты мантийной части разреза являются «мантийными тектонитами», что следует из наличия деформационных структур в породообразующих минералах — оливине и ромбическом пироксене (рис. 3).

На рис. За, б изображены пластически деформированные зерна (порфирокасты) ортопироксена. Большая часть крупных фрагментов зерен демонстрирует неоднородное погасание и наличие полос излома (кинк-бандов). Вдоль периферии таких фрагментов и на их границах наблюдаются

множественные мелкие зерна. Часть из них отделена от крупных малоугловыми границами (субзерна), а часть — высокоугловыми границами (необласты). Образование мелких фрагментов связано с процессами синтектонической рекристаллизации. Пластическая деформация может также вызывать распад энстатита, который сопровождается образованием ламелей диопсида и/или паргасита, которые затем коалесцируют с образованием более изометричных зерен — необластов [Савельев и др., 2017].

В оливине наблюдается «клавишная структура», обусловленная наличием полос пластического излома, сетка серпентина наложена на первичный оливин в квазистатических условиях (см. рис. 3 в, г). Это следует из того, что полосы излома, сформированные при высокотемпературном мантийном течении, практически не смещены, хотя и пересекаются петлями серпентина. Таким образом, серпентин

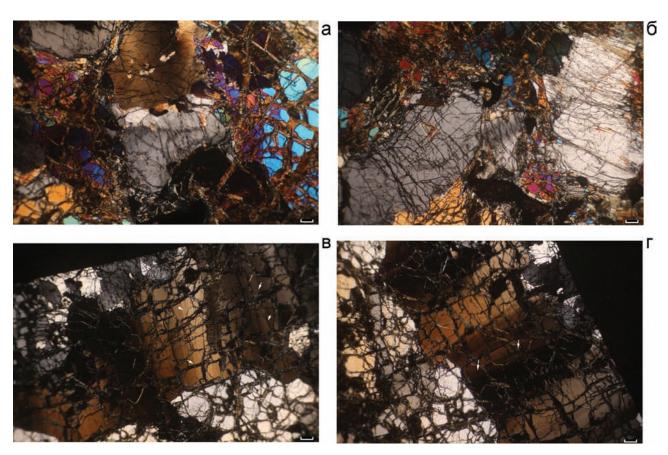


Рис. 3. Петрографические особенности лерцолитов

а-б — порфирокластическая структура: крупные порфирокласты энстатита с облачным погасанием и серпентинизированный оливин; в-г — зерна серпентинизированного оливина с «клавишной» структурой, стрелками обозначены полосы пластического излома.

Fig. 3. Petrographic features of the lherzolites

a- δ — porphyroclastic structure: large porphyroclasts of enstatite with cloudy extinguishing and serpentinized olivine; $B-\Gamma$ — grains of serpentinized olivine with a "keyboard" structure, arrows indicate bands of plastic fracture.

сформирован при остывании пород без значительного смещения в коровых условиях.

Минералогические особенности ультрамафитов

Ортопироксен (Mg,Fe) $_2$ Si $_2$ O $_6$ слагает до 50% (в вебстеритах), в перидотитах содержится в количествах 5–30%. Постоянной примесью является алюминий, его содержание варьирует в пределах 1.08–2.78 мас. % Al_2 O $_3$. В ортопироксене из пироксенитов значительно меньше алюминия, чем из перидотитов (табл. 1).

Таблица 1. Средние составы ортопироксенов ультрамафитов массива Нурали (мас. %)
Table 1. Average compositions of orthopyroxenes of ultramaficites of the Nurali (wt. %)

	1	1						
n	5	6	3	4				
MgO	34.96	34.64	34.71	33.31				
Al ₂ O ₃	2.78	1.55	1.64	1.08				
SiO ₂	55.45	56.10	56.22	56.24				
CaO	0.96	0.97	0.86	3.08				
Cr ₂ O ₃	0.54	0.51	0.51	0.37				
MnO	_	0.05	_	0.06				
FeO	5.30	6.17	6.08	5.86				
сумма	100	100	100	100				
	Формуль	ные коэффі	ициенты					
Mg	1.811	1.786	1.792	1.717				
Al	0.116	0.064	0.068	0.045				
Si	1.929	1.942	1.950	1.947				
Ca	0.036	0.036	0.032	0.114				
Cr	0.015	0.014	0.014	0.010				
Mn	-	0.001	-	0.002				
Fe	0.154	0.178	0.176	0.169				
Миналы								
En	0.905	0.893	0.896	0.859				
Fs	0.077	0.089	0.088 0.0					
Wo	0.018	0.018	0.016	0.057				

Примечания: столбцы: 1 — гарцбургит, 2 — лерцолит, 3–4 — пироксенит (3 — жила в лерцолите); n — количество анализов. *Notes:* columns: 1 — harzburgite, 2 — lherzolite, 3–4 — pyroxenite (3 — vein in lherzolite); n — number of analyses.

Ортопироксены исследованных пород по химическому составу соответствуют энстатиту с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов (рис. 4 a).

 $\mathit{Клинопироксен}\ (\mathrm{Mg,Ca,Fe})_2\mathrm{Si}_2\mathrm{O}_6$ — породообразующий минерал лерцолитов и клинопироксенитов, в гарцбургитах его содержание составляет

первые проценты. В виде примесей постоянно встречаются алюминий и хром, в минералах из пироксенитов и лерцолитов отмечается заметное содержание натрия. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0.24 и 0.47, формируя две кучно расположенные группы фигуративных точек (см. рис. 4а). Диопсид гарцбургитов отличается несколько более высокими содержаниями кальция и пониженными концентрациями алюминия (табл. 2).

Таблица 2. Средние составы клинопироксенов ультрамафитов массива Нурали
Table 2. Average compositions of clinopyroxenes of ultramafites of the Nurali

n	7	2	3	10
Na ₂ O	0.65	_	_	1.25
MgO	19.44	18.21	18.14	19.71
Al ₂ O ₃	4.54	1.81	2.14	3.57
SiO ₂	53.08	54.20	53.78	53.84
CaO	18.90	22.75	22.57	18.86
TiO ₂	0.26	_	_	_
Cr ₂ O ₃	1.37	0.82	1.01	0.93
FeO	2.22	2.20	2.36	2.72
сумма	100	100	100	100
	Формуль	ные коэффі	ициенты	
Na	0.049	-	-	0.100
Mg	1.133	1.017	1.016	1.139
Al	0.213	0.082	0.097	0.170
Si	2.079	2.033	2.024	2.081
Ca	0.795	0.914	0.910	0.772
Ti	0.008	-	-	_
Cr	0.042	0.024	0.030	0.029
Fe ²⁺	0.073	0.069	0.074	0.088
		Миналы		
En	0.566	0.508	0.508	0.570
Fs	0.036	0.034	0.037	0.044
Wo	0.397	0.457	0.455	0.386

Примечания: столбцы: 1 — лерцолит, 2 — гарцбургит, 3–4 — пироксенит (3 — жила в лерцолите); n — количество анализов. *Notes:* columns: 1 — harzburgite, 2 — lherzolite, 3–4 — pyroxenite (3 — vein in lherzolite); n — number of analyses.

Оливин $(Mg,Fe)_2SiO_4$ — главный минерал большинства пород массива Нурали, на его долю приходится от 10 до 100 объемных процентов пород (от пироксенитов до дунитов соответственно), обычно — 70–95% (в перидотитах). Оливин высокомагнезиален, доля форстеритового минала составляет 0.88-0.93, среднее значение — 0.904.

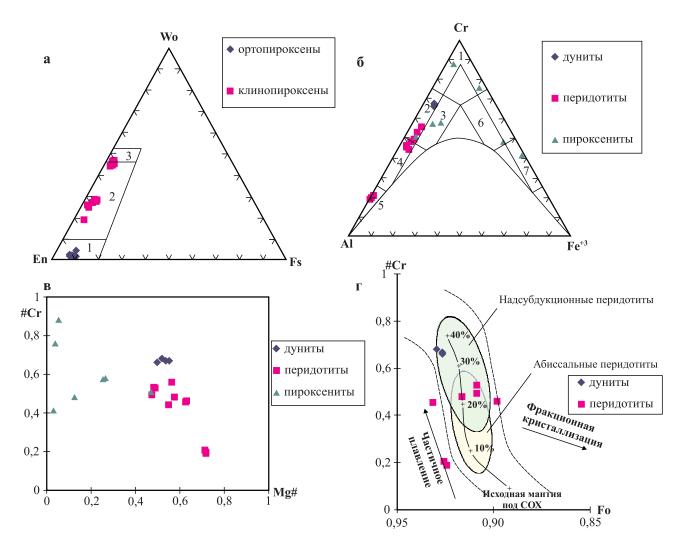


Рис. 4. Диаграммы химических составов исследованных минералов

а — состав пироксенов (миналы: En — Mg₂Si₂O₆; Wo — Ca₂Si₂O₆; Fs — Fe₂Si₂O₆); поля минералов [Добрецов и др., 1971]: 1 — энстатит, 2 — энстатит-диопсид, 3 — диопсид; 6 — положение хромшпинелидов из дунитов, перидотитов и пироксенитов массива Нурали на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [1949] по составу трехвалентных катионов: 1 — хромит, 2 — алюмохромит, 3 — субферриалюмохромит, 4 — хромпикотит, 5 — пикотит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — хроммагнетит; в — состав хромшпинелидов в координатах #Cr-#Mg, ат. кол-ва); г — диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации [Arai, 1994] (пунктир — границы тренда частичного плавления мантийного субстрата; стрелка — направление тренда, которое наблюдалось бы при кристаллизации вещества из расплава).

Fig. 4. Diagrams of chemical compositions of the studied minerals

a — pyroxene composition (minals: En — Mg₂Si₂O₆; Wo — Ca₂Si₂O₆; Fs — Fe₂Si₂O₆); mineral fields [Dobretsov et al., 1971]: 1 — enstatite, 2 — enstatite-diopside, 3 — diopside; 6 — location of chromospinelides from dunites, peridotites and pyroxenites of the Nurali massif on the classification diagram N.V. Pavlov [1949] on the composition of trivalent cations: 1 — chromite, 2 — aluminochromite, 3 — subferrialumochromite, 4 — chrompycotite, 5 — picotite, 6 — subalumoferrichromite, 7 — chromagnetite; B — chromspinelide composition in coordinates #Cr-#Mg, at. amounts); r — diagram of the olivine spinel mantle association [Arai, 1994] (dotted line — boundary of the mantle substrate partial melting trend; arrow — trend direction, which would be observed during crystallization of the substance from the melt).

Магнезиальность оливина падает в ряду дунит-гарцбургит—лерцолит—пироксенит, а железистость, соответственно, возрастает. Содержание никеля в ряду также падает, хотя в перидотитах и жиле на границе с перидотитом оно одинаково — 0.37% NiO (табл. 3).

Одна из типичных примесей, встречающаяся почти во всех изученных зернах оливина (кроме части зерен оливина в пироксенитах) — никель. Содержания его в оливине, так же как и железистость, варьируют в зависимости от породы. Наибольшие его содержания в оливине дунитов в среднем

0.44% NiO, в перидотитах — 0.37%, в пироксенитах — 0.15%. В пироксенитах иногда никель содержится в количествах ниже предела обнаружения, среднее значение содержаний выше этого предела — 0.35%.

Таблица 3. Средние составы оливина из изученных образцов ультрамафитов массива Нурали
Table 3. Average compositions of olivine from the studied samples of ultramafites of the Nurali massif

n	3	7	1	4	8		
MgO	51.64	50.65	50.31	49.69	48.12		
SiO ₂	40.72	40.85	40.30	40.51	40.02		
Cr ₂ O ₃	-	0.42	-	-	0.29		
MnO	_	0.21	_	_	0.26		
FeO	7.19	7.98	9.02	9.43	11.59		
NiO	0.44	0.37	0.37	0.37	0.28		
	Форг	мульные н	оэффици	енты			
Mg	1.855	1.837	1.818	1.808	1.762		
Si	0.983	0.997	0.978	0.990	0.984		
Cr	_	0.008	_	_	0.006		
Mn	_	0.004	_	-	0.005		
Fe	0.145	0.163	0.182	0.192	0.238		
Ni	0.009	0.007	0.007	0.007	0.006		
Миналы							
Fo	0.928	0.919	0.909	0.904	0.881		
Fa	0.072	0.081	0.091	0.096	0.119		

Примечания: столбцы: 1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — лерцолит, 4–5 — пироксенит (4 — жила в лерцолите); п — количество анализов.

Notes: columns: 1 — dunite, 2 — harzburgite, 3 — lherzolite, 4–5 — pyroxenite (4 — vein in lherzolite); n — number of analyses.

Xромшпинелид (Mg, Fe²⁺) (Cr, Al, Fe³⁺)₂ O₄ акцессорный минерал, встречающийся в ультраосновных породах массива Нурали повсеместно в количествах менее 3%, в бедной хромовой руде его содержание достигает 30%. С точки зрения классификации по химическому составу хромшпинелиды из дунитов соответствуют алюмохромиту, из перидотитов — алюмохромиту, хромпикотиту и пикотиту. Составы хромшпинели из пироксенитов принадлежат более широкому спектру составов хромиту, субферриалюмохромиту, хроммагнетиту. Состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов и перидотитов характеризуется значительными вариациями содержаний Al_2O_3 и Cr_2O_3 и низкими концентрациями Fe₂O₃. Довольно часто встречающиеся примеси — ванадий и титан. Содержание ванадия в хромшпинелидах увеличивается от дунита к пироксениту (табл. 4). От лерцолитов к дунитам составы шпинелидов образуют тренд, выраженный в одновременном увеличении концентрации Cr_2O_3 и Fe_2O_3 (см. рис. 4 б).

Наиболее близкие к перидотитовым фигуративные точки на диаграмме (см. рис. 4 б) принадлежат хромшпинелидам из тонкой пироксенитовой жилы в лерцолите. Возможно, изменение состава связано с взаимодействием вмещающего перидотита и расплава, сформировавшего пироксенит.

Таблица 4. Средние составы хромшпинелидов из ультрамафитов массива Нурали

Table 4. Average compositions of Cr-spinel grains from ultramafic rocks of the Nurali massif

n	4	7	4	2	6
MgO	11.01	15.39	10.90	10.20	2.88
Al,O,	14.43	37.28	22.85	23.78	6.19
CaO	_	_	_	_	0.05
TiO ₂	0.20	_	_	_	0.65
V_2O_5	_	0.05	0.08	0.20	0.47
Cr ₂ O ₃	52.82	30.38	43.22	41.42	31.96
MnO	_	_	_	_	0.73
FeO	21.54	16.83	22.95	24.40	57.08
ZnO	_	0.07	-	_	
Формуль	ные коэф	фициенть	J		
Mg	0.527	0.648	0.502	0.471	0.149
Al	0.557	1.258	0.849	0.885	0.252
Ca	_	_	_	_	0.002
Ti	0.005	_	_	_	0.018
V	_	0.001	0.002	0.004	0.011
Cr	1.340	0.693	1.057	1.014	0.888
Mn	_	_	_	_	0.022
Fe ²⁺	0.474	0.352	0.498	0.529	1.352
Fe ³⁺	0.103	0.049	0.094	0.102	0.360
Zn	_	0.001	_	_	_
#Cr	0.670	0.348	0.528	0.507	0.615
#Mg	0.527	0.647	0.502	0.471	0.128

Примечания: столбцы: 1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — лерцолит, 4–5 — пироксенит (4 — жила в лерцолите); n — количество анализов; #Cr — доля хрома среди трехвалентных катионов — $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}); \#Mg$ — доля магния среди двухвалентных катионов — $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в хромшпинелиде.

Notes: columns: 1 — dunite, 2 — harzburgite, 3 — lherzolite, 4–5 — pyroxenite (4 — vein in lherzolite); n — number of analyses; #Cr — chromium share among trivalent cations — Cr/(Cr+Al+Fe³+); #Mg — magnesium share among divalent cations — Mg/(Mg+Fe²+) in chromospinelide.

На бинарной диаграмме отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости для дунитов и перидотитов. Вариации содержаний магния и двухвалентного железа не столь значительны (0.5–0.7 #Мg для реститовых ультрамафитов), в хром-

шпинелидах из пироксенитов заметные тренды #Cr-#Mg не обнаруживаются (см. рис. 4 в).

Для количественного отображения влияния процесса частичного плавления при образовании породы принято использовать диаграмму оливиншпинелевой мантийной ассоциации — OSMA [Arai, 1994]. При ее построении используются данные по химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек сосуществующих оливинов и хромшпинелидов на диаграмме OSMA попадает в поля, оконтуренные с использованием данным экспериментов по частичному плавлению мантийных лерцолитов. При этом составы пар оливин—хромшпинелид в изученных перидотитах соответствуют 20–30% частичному плавлению, в дунитах же — значительно большим степеням — до 30–40% (см. рис. 4 г).

Определение температур минеральных равновесий

Одним из широко применяемых методов оценки термодинамических условий образования глубинных горных пород является сравнение химизма сосуществующих минералов переменного состава в конкретном образце с экспериментально определенными фазовыми соответствиями в данной минеральной системе. При этом предполагается, что при данных значениях температуры и давления выполняется условие равенства химических потенциалов компонентов во всех минералах (фазах) кристаллической породы [Перчук, Рябчиков, 1976].

Для шпинелевых перидотитов мантийного происхождения наиболее часто используемыми для получения термодинамической информации являются пары оливин—хромшпинелид и ортопироксен—клинопироксен. В оливин-хромшпинелевых геотермометрах определяются коэффициенты распределения Мg и Fe, а в двупироксеновых версиях геотермометров оценки температур проводятся по распределению Са и Mg. На основе высокотемпературных экспериментов с данными минералами, начиная с 1970—х годов, разработаны различные версии геотермометров, геобарометров и оксибарометров.

Для определения температур минеральных равновесий в изученных ультрамафитах были использованы оливин-шпинелевые геотермометры Редера-Кемпбэлла-Джемисона, Оно, Фабри, а также двупироксеновые термометры Вуда-Банно и Веллса. Расчет температур минеральных равновесий в пироксеновых парах из пироксенитовых жил показал более высокие значения — в основном 1000—1150°C (табл. 5).

При помощи данных химического состава сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида были вычислены температуры установления химических равновесий в этих минералах. Температура закрытия обменных реакций между оливином и шпинелидами перидотитов по большинству пар находится в пределах 580—830°С. Соответствующая температура для оливина и шпинели дунитов выше — примерно 770—840°С (табл. 6).

Таблица 5. Оценка температуры образования пироксенитовых жил по пироксеновым геотермометрам Table 5. Estimation of pyroxenite vein formation temperature with two-pyroxene geothermometers

№ образца	21			2	20	
1	2	3	4	5	6	7
Орх (№ ан.)	169	170	172	205	201	162
Mg	1.770	1.764	1.775	1.776	1.777	1.549
Al (IV)	0.044	0.042	0.051	0.067	0.067	0.041
Al (VI)	0.001	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000
Si	1.956	1.951	1.938	1.933	1.933	1.936
Ca	0.018	0.025	0.033	0.028	0.036	0.382
Cr	0.015	0.012	0.013	0.016	0.013	0.000
Mn	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.196	0.197	0.190	0.176	0.173	0.092
Fe-M1	0.098	0.099	0.095	0.088	0.087	0.056
Mg-M1	0.886	0.889	0.891	0.892	0.898	0.944
Fe-M2	0.098	0.097	0.093	0.088	0.085	0.035
Mg-M2	0.884	0.870	0.873	0.884	0.879	0.584
aMg(Opx)	0.784	0.773	0.778	0.788	0.789	0.551

1	2	3	4	5	6	7
xFe(Opx)	0.100	0.100	0.097	0.090	0.089	0.056
срх (№ ан.)	168	171	173	206	202	161
Na	0.089	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.147	0.971	0.959	0.979	0.968	0.957
Al (IV)	0.159	0.022	0.013	0.047	0.052	0.060
Al (VI)	0.146	0.035	0.054	0.045	0.041	0.050
Si	1.841	1.978	1.987	1.953	1.948	1.940
Ca	0.468	0.899	0.900	0.877	0.895	0.900
Cr	0.047	0.021	0.019	0.031	0.027	0.021
Fe2+	0.103	0.074	0.068	0.068	0.068	0.072
Fe-M1	0.066	0.067	0.061	0.060	0.061	0.065
Mg-M1	0.740	0.877	0.865	0.864	0.870	0.864
Fe-M2	0.036	0.007	0.007	0.008	0.007	0.007
Mg-M2	0.407	0.094	0.093	0.115	0.098	0.093
aMg(Cpx)	0.301	0.083	0.081	0.099	0.085	0.081
xFe(Cpx)	0.082	0.071	0.066	0.065	0.066	0.070
K	0.384	0.107	0.104	0.126	0.108	0.146
lnK	-0.957	-2.236	-2.264	-2.070	-2.229	-1.923
Вэллс	1339	985	981	1027	993	1083
Вуд-Банно	1351	1076	1075	1119	1092	1197
среднее	1345	1030	1028	1073	1042	1140

Примечание: в нижней части таблицы приведены оценки температур по данным геотермометров Вэллса, Вуда-Банно [Wells, 1977; Wood, Banno, 1973] и среднему значению между ними, °С с основными расчетными коэффициентами.

Note: the lower part of the table shows temperature estimates according to Wells, Wood-Banno geothermometers [Wells, 1977; Wood, Banno, 1973] and the average value between them, °C with the main calculation coefficients.

Обсуждение результатов и выводы

Особенности химического состава минералов ультрамафитов Нурали образуют устойчивые взаимосвязи с минеральным составом образуемых ими пород. В ряду лерцолит – гарцбургит – дунит увеличивается магнезиальность и содержание никеля в оливине, в хромшпинелидах увеличивается хромистость и снижается содержание ванадия. Так, наиболее хромистые разновидности шпинелидов обнаруживаются в дуните. В ряду лерцолит – гарцбургит в зернах клинопироксена уменьшается содержание кальция и увеличивается содержание Мg, Al, Cr, Ti.

По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии образование перидотитов происходило при температурах 580–830°С. Дуниты, которые претерпели большие степени частичного плавления, чем перидотиты, образовались при температурах 770–840°С. По расчетам двупироксеновых термометров внедрение материала пироксенитовых жил происходило при температурах 1000–1150°С. Систематическое расхождение измеренных температур по двум парам минералов в ультрамафтах является хорошо известным фактом и обычно объясняется

тем, что измеренные температуры «характеризуют не определенный изотермический эпизод метаморфизма, как это имеет место в случае регионально метаморфизованных пород, а фактически являются температурами закрытия соответствующих обменных реакций между минералами» [Базылев, 2003]. Кроме того, даже при использовании одной и той же пары минералов в одном и том же образце получаются различные температуры для зерен различного размера [Базылев, Силантьев, 2000], что объясняют обычно кинетическими особенностями разных обменных реакций, среди которых чаще всего учитываются характер остывания пород и взаимодействие с просачивающимися флюидами [Базылев, Каменецкий, 1998; Базылев, Силантьев, 2000; Ozawa, 1986 и др.].

Анализ диаграммы Fo—#Cr (см. рис. 4) показывает, что составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из перидотитов и дунитов соответствуют таковым, образующимся в экспериментах по частичному плавлению мантийных перидотитов. Но если степени плавления от 10 до 25% обычно считаются реалистичными и могут осуществляться в природных условиях верхней мантии [Рингвуд, 1981], то степени плавления 40%

Таблица 6. Оценка температуры образования ультрамафитов Нурали по оливин-шпинелевым геотермометрам

Table 6. Estimation of the temperature of formation of Nurali ultramafics with olivine-spinel geothermometers

No		18		22		23		27
ол анализ	145	147	152	178	178	192	191	214
Mg	1.864	1.796	1.833	1.852	1.852	1.860	1.854	1.818
Fe	0.136	0.204	0.167	0.148	0.148	0.140	0.146	0.182
шп анализ	146	148	151	183	177	190	189	211
Mg	0.626	0.629	0.577	0.717	0.717	0.521	0.537	0.488
Al	1.018	1.014	0.953	1.597	1.597	0.547	0.551	0.851
Cr	0.912	0.923	0.965	0.393	0.393	1.361	1.337	1.056
Fe^{2+}	0.373	0.371	0.423	0.283	0.283	0.480	0.464	0.512
Fe^{3+}	0.070	0.063	0.082	0.010	0.010	0.091	0.112	0.092
α	0.456	0.461	0.482	0.197	0.197	0.681	0.669	0.528
β	0.509	0.507	0.477	0.798	0.798	0.274	0.275	0.426
γ	0.035	0.031	0.041	0.005	0.005	0.046	0.056	0.046
$X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{ol}}$	0.932	0.898	0.916	0.926	0.926	0.930	0.927	0.909
$X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{sp}}$	0.626	0.629	0.577	0.717	0.717	0.520	0.537	0.488
f"	0.374	0.371	0.423	0.283	0.283	0.480	0.463	0.512
Fa	0.068	0.102	0.084	0.074	0.074	0.070	0.073	0.091
ln Kd	2.101	1.647	2.086	1.599	1.599	2.504	2.394	2.347
РКД	631	835	654	658	658	767	776	590
Оно	619	827	656	465	465	816	828	615
Фабри	663	807	686	588	588	843	839	651
среднее	638	823	666	571	571	809	814	619

Примечания: в нижней части таблицы приведены оценки температур по геотермометрам Редера-Кембелла-Джемисона (РКД), Оно, Фабри [Опо, 1983; Fabries, 1979; Roeder et al., 1979] и среднему значению между ними, °С. Номера образцов: 18, 22 — гарцбургит; 23 — дунит; 27 — лерцолит.

Notes: the lower part of the table contains temperature estimates from the Roeder-Campbell-Jamieson (PKД), Ono, and Fabries geothermometers [Ono, 1983; Fabries, 1979; Roeder et al., 1979] and the average value between them, °C. Sample numbers: 18, 22 — harzburgite; 23 — dunite; 27 — lherzolite.

и более, по мнению многих исследователей, вряд ли могли быть реализованы при существующих значениях геотерм в океанической мантии [Kelemen et al., 1995]. Из полученных нами данных следует, что лерцолиты и гарцбургиты сформировались при умеренных степенях частичного плавления, тогда как для образования дунитов необходимы слишком высокие доли расплава.

Среди альтернативных возможностей, которые могли способствовать образованию дунитов, обычно рассматриваются взаимодействие с просачивающимися расплавами базальтового или бонинитового состава [Kelemen et al., 1995 и др.], проработка восстановленными флюидами [Чащухин и др., 2007 и др.] либо твердофазное перераспределение минеральных частиц перидотитов внутри восходящего мантийного потока [Савельев, Федосеев, 2019]. На данном этапе исследований

пока нельзя дать однозначный ответ о причинах выявленных минералого-геохимических закономерностей, так как для обоснованного выбора между всеми перечисленными вариантами образования дунитов недостаточно фактических данных.

Исследования выполнены в рамках темы № 0246-2019-0078 Госзадания Минобрнауки РФ, электронно-микроскопическое изучение минералов проведено в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН, г. Уфа).

Список литературы:

Базылев Б.А. Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов: Дис... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 2003. 371 с.

Базылев Б.А., Каменецкий В.С. Происхождение перидотитов офиолитового комплекса о-ва Маккуори, югозападная часть Тихого океана // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 363–380.

Базылев Б.А., *Силантьев С.А.* Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов: 2. Офиолиты и ксенолиты // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 347–369.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов: Труды ГИН АН СССР. 1949. Вып. 103. № 3. 91 с.)

Перцев А.Н. Савельева Г.Н. Расслоенная дунит-клинопироксенитовая серия в офиолитах массива Нурали, Южный Урал // Петрология. 1997. № 5. С. 541-551.

 Π ерчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.

Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Твердофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 1. С. 31–46. DOI: 10.18599/grs.2019.1.31-46

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И. О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // ДАН. 2017. Т. 476, № 2. С. 200—204. DOI: 10.7868/S0869565217260176

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42–57.

Сначёв А.В. Геология и условия накопления углеродистых отложений Сиратурского рудного поля // Вестник АН РБ. 2019. Т. 32, № 3. С. 15–25. DOI: 10.24411/1728-5283-2019-10302

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окси-термобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. 310 с.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contrib. Miner. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 329–336.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.

Ono A. Fe-Mg partioning between spinel and olivine // J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

Ozawa K. Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the Miyamori ultramafic complex, northeast Japan: Estimation of P-T-condition and igneous composition of minerals // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II. 1986. Vol. 21. P. 115–137.

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gaggero L. Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, Southern Urals // Tectonophys. 1997. Vol. 276. P. 163–180.

Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 68. P. 325–334.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib.Miner. Petrol. 1977. Vol. 62. P. 129–139.

Wood B.J., *Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contr. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 42. P. 109–124.

References:

Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, **113**, 191-204.

Bazylev B.A. (2003) Petrologo-geokhimicheskaya evolyutsiya mantijnogo veshchestva v litosfere: sravnitel'noe izuchenie okeanicheskikh i al'pinotipnykh shpinelevykh peridotitov. Dis. d-ra geol.-min. nauk. [Petrologic and geochemical evolution of mantle matter in the lithosphere: a comparative study of oceanic and alpinetype spinel peridotites. Cand. geol. and min. sci. diss.] Moscow, GEOKHI, 371 p. (In Russian).

Bazylev B.A., Kamenetskii V.S. (1998) Origin of peridotites from the ophiolitic complex of Macquarie Island, Southwest Pacific. *Petrologiya*, **6**(4), 363-380. (In Russian).

Bazylev B.A., Silant'ev S.A. (2000) Geodynamic interpretation of subsolidus recrystallization of mantle spinel peridotites: 2. Ophiolites and xenoliths. *Petrologiya*, **8**(4), 347-369. (In Russian).

Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007) Kristallokhimiya khromshpineli i oksi-termobarometriya ul'tramafitov skladchatykh oblastei [Crystallochemistry of chromospinel and oxy-thermobarometry of ultramafic folded regions]. Ekaterinburg, IGiG UrO RAN, 310 p. (In Russian).

Dobretsov N.L., Kochkin Yu.N., Krivenko A.P., Kutolin V.A., Sobolev V.S. (1971) *Porodoobrazuyuschie pirokseny* [Rock-forming pyroxenes]. Moscow, Nauka Publ., 454 p. (In Russian).

Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **69**, 329-336.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. (1995) Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, **375**, 747-753.

Ono A. (1983) Fe-Mg partioning between spinel and olivine. J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 78, 115-122.

Ozawa K. (1986) Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the Miyamori ultramafic complex, northeast Japan: Estimation of P-T-condition and igneous composition of minerals. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo.* Sec. 2, **21**, 115-137.

Pavlov N.V. (1949) Himicheskii sostav hromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ultraosnovnih intruzivov: Tr. In-ta geol. nauk AN SSSR [Chemical composition of chromium spinelids due to petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions: Proceedings of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences]. Series «Ore Deposits», Issue 103, (13), 91 p. (In Russian).

Perchuk L.L., Ryabchikov I.D. (1976) *Fazovoe sootvetstvie v mineral'nykh sistemakh* [Phase correspondence in mineral systems]. Moscow, Nedra Publ., 287 p. (In Russian).

Pertsev A.N. Savel'eva G.N. (1997) Stratified duniteclinopyroxenite series in ophiolites of the Nuraly massif, Southern Urals. *Petrologiya*, (5), 541-551. (In Russian).

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gaggero L. (1997) Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals. *Tectonophys.*, **276**, 163-180.

Ringvud A.E. (1981) *Sostav i petrologiya mantii Zemli* [Composition and Petrology of the Earth's Mantle]. Moscow, Nedra Publ., 585 p. (In Russian).

Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979) A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 325-334.

Rudnik G.B. (1965) Ultramafic rocks petrogenesis in the Nurali massif, the South Urals. *Sootnoshenie magmatizma* *i metamorfizma v genezise ul'trabazitov* [Interrelation of magmatism and metamorphism in genesis of ultrabasic rocks]. Moscow, Nauka Publ., 68-100. (In Russian).

Savel'ev D.E., Fedoseev V.B. (2019) Solid-phase redistribution of mineral particles in the ascending mantle flow as a mechanism of chromite concentration in ophiolitic ultramafic rocks (by the example of Kraka ophiolites, Southern Urals). *Georesursy*, **21**(1), 31-46. DOI: 10.18599/grs.2019.1.31-46 (In Russian).

Savel'ev D.E., Puchkov V.N., Sergeev S.N., Musabirov I.I. (2017) On the deformation-induced decomposition of enstatite in mantle peridotites and its significance for partial melting and chromite formation processes. *Dokl. Akad. Nauk*, **476**(2), 200-204. (In Russian).

Savel'eva G.N. (1987) *Gabbro-ul'trabazitovye kompleksy ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoi okeanicheskoi kore* [Gabbro-ultrabasite complexes of the Ural ophiolites and their analogs in the modern oceanic crust]. Moscow, Nauka Publ., 230 p. (In Russian).

Savel'eva G.N., Denisova E.A. (1983) Structure and petrology of the Nurali ultramafic massif in the Southern Urals. *Geotektonika*, (2), 42-57. (In Russian).

Snachyov A.V. (2019) Geology and conditions of accumulation of carbonaceous deposits of the Siratur ore field. Vestnik Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan – Bulletin of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, 32(3), 15-25. (in Russian).

Wells P.R.A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.*, **62**, 129-139.

Wood B.J., Banno S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, **42**, 109-124.

Сведения об авторах:

Гатауллин Руслан Азатович, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН); Кафедра геологии, гидрометеорологии и геоэкологии, Башкирский Государственный университет, г. Уфа. E-mail: rusgatln97@gmail.com

Савельев Дмитрий Евгеньевич, доктор геолого-минералогических наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: savl71@mail.ru

About the authors:

Gataullin Ruslan Azatovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS): Bashkir State university, Ufa. E-mail: rusgatln97@gmail.com

Saveliev Dmitrii Evgenievich, Doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: savl71@mail.ru