

Научная статья
УДК 552.3: 550.4
doi: 10.17223/25421379/35/4



УЛЬТРАМАФИТЫ И МАФИТЫ МАССИВА СЕВЕРНЫЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Руслан Азатович Гатаулин¹, Дмитрий Евгеньевич Савельев², Дарья Владимировна Киселева³

^{1,2} *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Республика Башкортостан, Россия*

³ *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

¹ *rusgatln97@gmail.com*

² *savl71@mail.ru*

³ *kiseleva@igg.uran.ru*

Аннотация. Приводятся результаты исследований ультрамафитов массива Северный Крака и ассоциированных с ними тел мафических пород. Описана минералогия и состав основных и аксессуарных минералов ультрамафитов и мафитов, а также их валовые макро- и микроэлементные составы, построены дискриминационные диаграммы для минеральных видов. Перidotиты массива образованы как тугоплавкий остаток (рестит) от частичного плавления исходного мантийного субстрата, которое достигало значений не более 25 %. Мафические породы представляют собой дифференциаты расплавов, выплавленных из перidotита при меньших степенях плавления.

Ключевые слова: ультрамафиты, мафиты, перidotиты, офиолиты, Северный Крака

Источник финансирования: исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019.

Для цитирования: Гатаулин Р.А., Савельев Д.Е., Киселева Д.В. Ультрамафиты и мафиты массива Северный Крака (Южный Урал): петрография, минералогия и геохимия // Геосферные исследования. 2025. № 2. С. 47–60. doi: 10.17223/25421379/35/4

Original article
doi: 10.17223/25421379/35/4

ULTRAMAFIC AND MAFIC ROCKS OF THE NORTHERN KRAKA MASSIF (SOUTHERN URALS): PETROGRAPHY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY

Ruslan A. Gataullin¹, Dmitrii E. Saveliev², Darya V. Kiseleva³

^{1,2} *Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre, RAS, Ufa, Russia*

³ *Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Ekaterinburg, Russia*

¹ *rusgatln97@gmail.com*

² *savl71@mail.ru*

³ *kiseleva@igg.uran.ru*

Abstract. The paper presents the results of studies of ultramafic and mafic rocks of the Northern Kraka massif (Southern Urals). Petrographic, mineralogical and geochemical features and conditions of rock formation are characterized. The massif has outcrops of peridotites with low degrees of secondary alteration, which makes its study important for understanding the processes of mineral formation. Petrographic studies were carried out by optical and scanning electron microscopy methods, chemical composition of minerals was determined using an energy-dispersive spectrometer. The bulk composition of rocks was determined by silicate analysis, the content of impurity elements, including rare-earth elements, was determined by ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry). Mineralogy and composition of rock-forming and accessory minerals of peridotites and mafic rocks, as well as their bulk macro- and trace-element compositions were described, and discriminative diagrams for mineral species were plotted. Olivine of ultramafic rocks is represented by highly magnesian variety, orthopyroxenes mainly by enstatite, clinopyroxenes of both ultramafic and mafic rocks – by diopside and augite, in the latter it is highly titanitic. Feldspars in mafic rocks correspond to labradorite, bytownite, and potassium feldspar. Cr-spinels form a wide variation of Cr-Al compositions, increasing #Cr from lherzolite to chromitite. Mafic rocks from the serpentinite melange of the Northern Kraka periphery are composed of highly titaniferous augite, plagioclase and potassium feldspar, which distinguishes them from typical ophiolitic gabbros. REE contents in both mafic rocks and peridotites show subhorizontal distribution relative to the estimated pyrolite composition, with REE contents in mafic rocks 1-2 orders of magnitude higher than in peridotites. Significant gross contents of alkaline-earth metals in mafic rocks are consistent with a large proportion of leucocratic minerals. Peridotites of the massif are formed as restite from partial melting of the

primitive mantle source, which reached values at most 25 %. The mafic rocks are differentiates of melts extracted from peridotite at much lower degrees of melting (about 15 %), which is also evidenced by the high content of sodium and potassium. In accordance with this infer is also the conclusion that the formation of parental melts for mafic rocks occurred at earlier stages of diapir development. This is evidenced by the greater depth of melt extraction, corresponding to the spinel facies, while the final position of peridotites corresponds to the transition from spinel to plagioclase facies.

Keywords: *ultramafic rocks, mafic rocks, peridotites, ophiolites, Northern Kraka*

Source of financing: The research was supported by the Russian Science Foundation Grant No. 22-17-00019.

For citation: Gataullin R.A., Saveliev D.E., Kiseleva D.V. (2025) Ultramafic and mafic rocks of the Northern Kraka massif (Southern Urals): petrography, mineralogy and geochemistry. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 47–60. doi: 10.17223/25421379/35/4

Введение

В составе складчатых структур Южного Урала присутствует значительное количество тел офиолитовых ультрамафитов. При этом значительной площадью характеризуются только два из них – массивы Кемпирсайский и Крака. Наиболее изученной является южная часть Кемпирсайского массива вследствие присутствия здесь крупных месторождений хромовой руды. Вместе с тем остальная часть этого массива изучена фрагментарно по причине слабой обнаженности и тотальной серпентинизации пород на поверхности. Массивы Крака, напротив, хорошо обнажены, выражены в рельефе и доступны для исследований, однако из-за низкого потенциала хромотоносности изучены крайне неравномерно. Одним из наиболее интересных с точки зрения исследований процессов минералообразования может быть массив Северный Крака, поскольку на нём широким распространением пользуются обнажения перидотитов с относительно слабой долей вторичных изменений.

В данной работе рассматриваются особенности минералогии и геохимии ультрамафитов и ассоциированных с ними мафических пород, распространенных в виде даек внутри ультрамафитов и тектонизированных тел из серпентинитового меланжа, обрамляющего массив по периферии.

Цель исследования – охарактеризовать петрографические, минералогические и геохимические особенности ультрамафитов массива Северный Крака и ассоциированных с ними мафических пород для выяснения процессов и механизмов их генезиса и взаимосвязи. Исследование посвящено условиям и процессам формирования пород, их минеральному составу.

Геологическая обстановка

Офиолитовые массивы широко представлены в складчатой структуре Южного Урала. Хотя наибольшая насыщенность телами ультрамафитов характерна для сутурной зоны, традиционно именуемой

Главным Уральским разломом (ГУР), наиболее крупные массивы расположены западнее нее. В частности, Кемпирсайский массив расположен на границе ГУРа и Сакмарской зоны, а массивы Крака, о которых пойдет речь ниже, локализованы в несерном замыкании Зилаирского мегасинклинария.

Массивы Крака занимают площадь 900 км² и состоят из четырех отдельных тел (Северный, Средний, Южный и Узьянский) (рис. 1). Северный массив (300 км²) по площади уступает только Южному, но отличается от остальных наилучшей сохранностью первичных минеральных ассоциаций, что делает его изучение важным для понимания процессов минералообразования. Большую часть площади данного массива занимают ультраосновные породы, представленные шпинелевыми лерцолитами, шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами, дунитами (рис. 1), при этом преобладающим распространением пользуются шпинелевые лерцолиты.

Вторичные изменения ультрамафитов массива Северный Крака ограничены низкотемпературной петьчатой серпентинизацией, а количество серпентина варьирует от 90–100 об. % в серпентинитах краевой зоны до 60 об. % в дунитах и гарцбургитах и до 10–30 % в лерцолитах. В нескольких обнажениях северо-западной части массива встречены лерцолиты, в которых практически отсутствует серпентин (2–5 об. %). Кроме того, такие свежие породы встречаются в виде отпрепарированной гальки в аллювии ручьев.

Массив обрамляется зоной серпентинитового меланжа переменной мощности, при этом наиболее широкая его полоса (до 3 км) картируется в юго-восточной части. Внутри меланжа широко распространены блоки вулканогенных пород предположительно силурийского возраста и, возможно, комагматичных им габбродолеритов [Сначев и др., 2001; Савельев и др., 2008]. Вулканогенные породы соответствуют толеитовым умеренно- и высокотитанистым (1,5–2,0 мас. % TiO₂) базальтам, характерным для рифтогенных обстановок. Помимо вулканогенных пород, с ультрамафитами ассоциируют разнообразные интрузивные основные породы.

Методика исследований

Основными методами изучения являлись геологические маршруты, оптическая и электронная микроскопия. Электронно-микроскопические исследования и изучение состава минералов проводились в полированных шлифах,

аншлифах и эпоксидных пашках на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ.

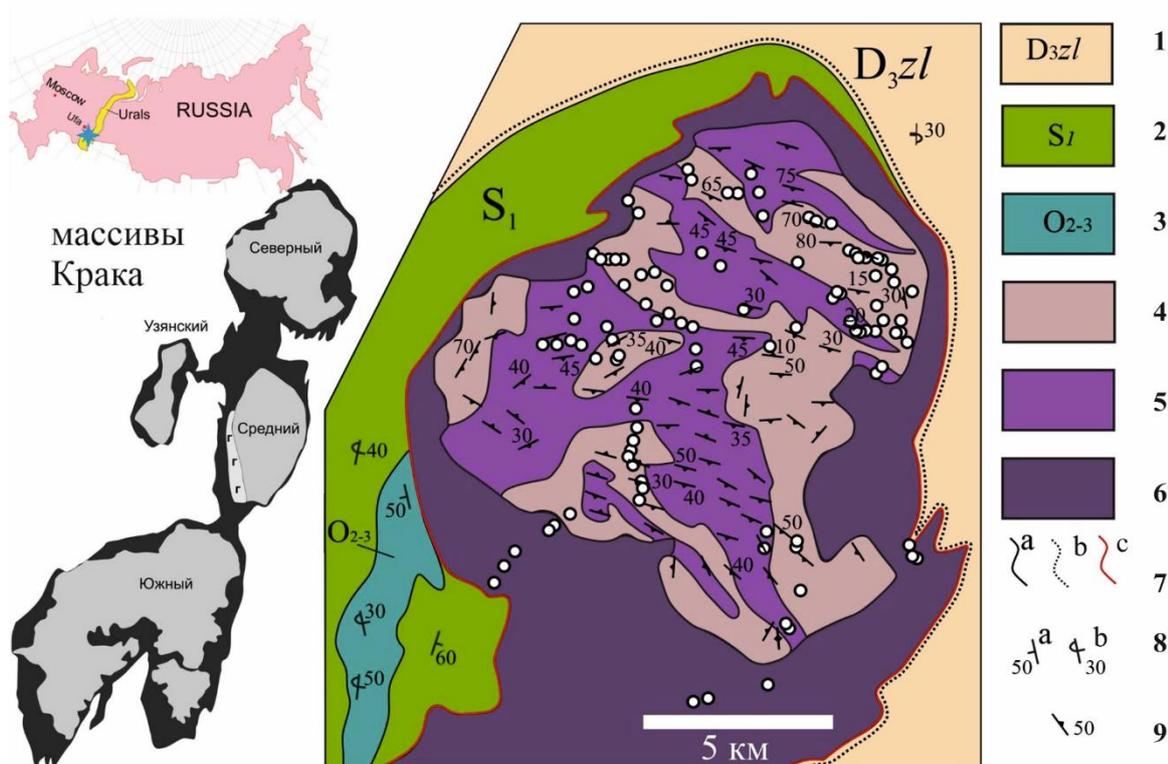


Рис. 1. Геологическое строение массива Северный Крака

Составлена по материалам работ [Москалева, 1974; Савельева, 1987; Савельев и др., 2008] и геологической съемки (Клочихин и др., 1969 г.). Условные обозначения: 1–3 – вмещающие породы Зилаирской мегазоны: 1 – отложения среднего и верхнего ордовика O_{2-3} (кварцевые песчаники, алевролиты, метабазалты), 2 – отложения нижнего силура S_1 (кремнистые и глинистые сланцы), 3 – зилаирская свита D_{3zl} (полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы); 4–6: ультрамафиты массива Северный Крака: 4 – преимущественно лерцолиты, 5 – преимущественно гарцбургиты, 6 – серпентинитовый меланж; 7 – геологические границы (а – стратиграфические согласные, б – несогласные, с – тектонические), 8 – элементы залегания вмещающих пород (а – нормального, б – опрокинутого), 9 – элементы залегания полосчатости в ультрамафитах. Белыми кружками отмечены места отбора образцов

Fig. 1. Schematic geological map of the Northern Kraka massif

Compiled based on materials from works [Moskaleva, 1974; Savelyeva, 1987; Savelyev et al., 2008] and geological survey (Klochikhin et al., 1969). Legend: 1–3 – host rocks of the Zilair megazone: 1 – deposits of the Middle and Upper Ordovician O_{2-3} (quartz sandstones, siltstones, metabasalts), 2 – deposits of the Lower Silurian S_1 (siliceous and clayey shales), 3 – Zilair formation D_{3zl} (polymict sandstones, siltstones, shales); 4–6 – ultramafic rocks of Northern Kraka massif: 4 – predominantly lherzolites, 5 – predominantly harzburgites, 6 – serpentinite mélange; 7 – geological boundaries (a – stratigraphic concordant, b – unconformable, c – tectonic), 8 – layering of host rocks (a – normal, b – overturned), 9 – banding and foliation in ultramafic rocks. Sampling points are marked with white color

При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3–4 нА, время накопления спектра в точке 60 с в точечном режиме. Формулы хромшпинелидов и оливина рассчитывались на 4, пироксенов – на 6 атомов кислорода соответственно. В формуле хромшпинелидов количество двух- и трехвалентного железа определялось по стехиометрии минерала.

Анализ валового содержания основных петрогенных оксидов проводился в ИГ УФИЦ РАН при помощи стандартного силикатного анализа. Анализ валовых содержаний элементов с низкими концентрациями (в том числе редкоземельных элементов) проводился методом ICP-MS на приборе NexION 300S (PerkinElmer, США) в блоке чистых помещений ЦКП «Геоаналитик» (ИГ УрО РАН) после кислотного разложения.

Результаты

Петрография. Ультрамафиты. Наиболее распространенной разновидностью ультрамафитов массива являются лерцолиты, состоящие из оливина (70–80 об. %), ромбического (10–25 об. %) и моноклинного (5–10 об. %) пироксенов. В акцессорных количествах присутствует хромшпинелид (до 3–5 об. %), реже – плагиоклаз (до 5 об. %) и амфибол (до 1–2 об. %). Гарцбургиты имеют подчиненное значение и отличаются отсутствием либо следовыми количествами моноклинного пироксена, в обнажениях они почти не отличимы от лерцолитов, особенно мелкозернистые разновидности. Еще реже на массиве встречаются дунитовые тела, сложенные полностью оливином с незначительной примесью акцессорного хромшпинелида.

При увеличении концентрации последнего они могут переходить в убоговкрапленные хромититы. Дуниты хорошо отличимы в полевых условиях по гладкой однородной поверхности (отсутствие пироксенов), для них характерна светло-коричневая корка выветривания.

Во всех разновидностях ультрамафитов отмечаются следы высокотемпературных пластических деформаций, которые выражены в неоднородном (облачном) погасании зерен оливина и пироксенов, наличии полос пластического излома (рис. 2, *c, d*). Наиболее распространенной структурой первичных пород является порфирокластовая, обусловленная наличием крупных деформированных зерен оливина и ортопироксена и мелких, оптически однородных новообразованных зерен тех же минералов (необластов).

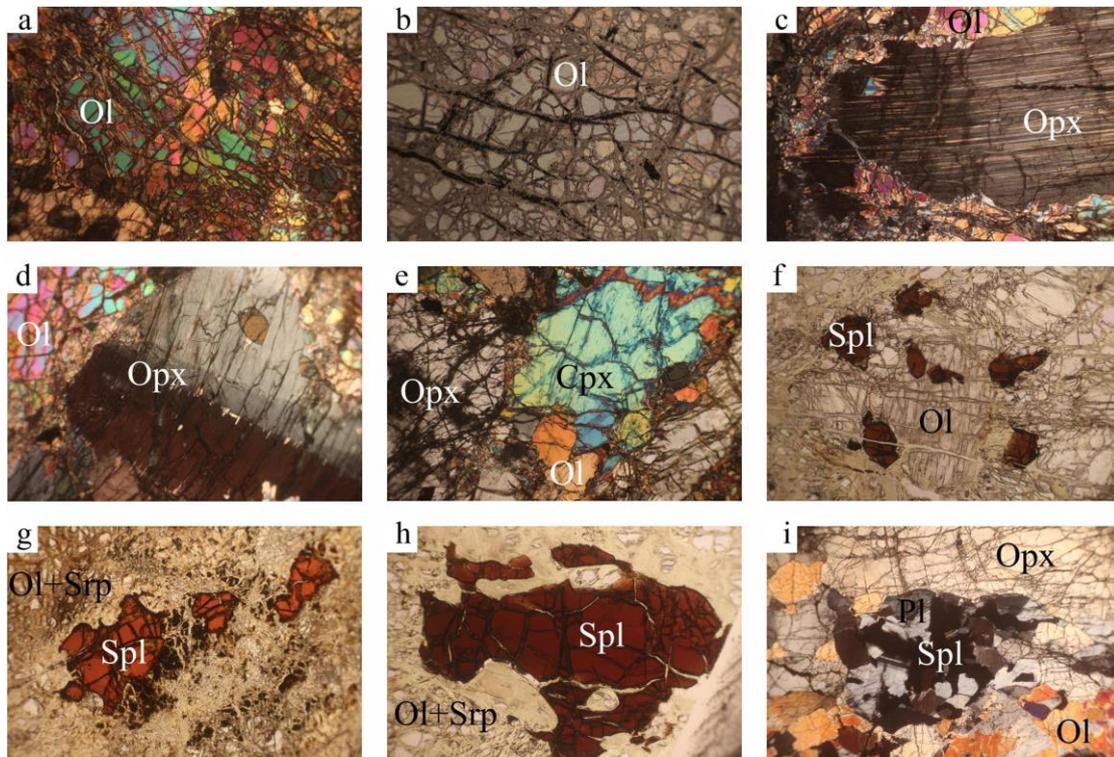


Рис. 2. Петрографические особенности ультрамафитов

a, b – типичная структура слабо серпентинизированного оливина в лерцолитах (a – николи скрещены, b – николи параллельны); c, d – порфирокласты ромбического пироксена (c – «волоконистая» структура, обусловленная наличием многочисленных ламелей диопсида, d – полоса пластического излома, вблизи которой отмечается увеличение количества ламелей диопсида и амфибола); e – типичное выделение диопсида в лерцолите; f – скопление субизометрических зерен хромшпинелида в гарцбургите; g – реликтовые хромшпинелиды в полностью серпентинизированном лерцолите; h – крупное ксеноморфное зерно хромшпинелида, захватывающее фрагменты оливина; i – ассоциация скелетного хромшпинелида с плагиоклазом в лерцолите. Поле зрения ~2 мм

Fig. 2. Petrographical peculiarities of ultramafic rocks

a, b – typical structure of weakly serpentinized olivine in lherzolites (a – cross-polarized transmitted light, b – plane-polarized transmitted light); c, d – porphyroclasts of orthopyroxene (c – “fibrous” structure due to the presence of numerous diopside lamellae, d – kink-band, near which there is an increase in the number of diopside and amphibole lamellae); e – typical appearance of diopside in lherzolite; f – aggregate of subisometric Cr-spinel grains in harzburgite; g – relict Cr-spinel grains in completely serpentinized lherzolite; h – large xenomorphic grain of Cr-spinel, including olivine fragments; i – association of skeletal Cr-spinel grain with plagioclase in lherzolite. Field of view ~2 mm

Типичный акцессорный минерал ультрамафитов – хромшпинелид, его морфология и окраска варьируют от лерцолитов к дунитам. Для лерцолитов характерны ксеноморфные выделения хромшпинелидов (см. рис. 2, *g, h*). В ассоциации с плагиоклазами для них характерны вермикулярные выделения (рис. 2, *i*), окраска в проходящем свете варьирует от оранжевого до светло-коричневого. В гарцбургитах хромшпинелид представлен субизометричными зернами густой коричневой окраски (рис. 2, *f*), а в дунитах преобладают идиоморфные выделения, часто со сглаженными очертаниями.

Из вторичных минералов наиболее широко распространён серпентин, образующий петельчатую структуру замещения оливина (рис. 2, *a, b*) и баститовые псевдоморфозы по пироксенам. Доля серпентина в большинстве образцов варьирует от 10–15 % в наименее изменённых перидотитах до 90 % в апоперидотитовых и 100 % в меланжевых серпентинитах. В наиболее изменённых породах присутствует магнетит в виде кайм изменения хромшпинелидов (рис. 2, *g*) и в виде пылевидных выделений в серпентинитовых жилках (рис. 2, *b*).

При изучении аншлифов, в лерцолитах и гарцбургитах встречена сульфидная и самородная минерализация, включая минералы платиновой группы. К настоящему времени диагностированы пирротин, пентландит, кобальтсодержащий пентландит, аваруит, самородная медь, минералы платиновой группы: сплавы Os-Ir-Ru состава, изоферроплатина, сульфиды лаурит-эрликманитового состава [Савельев и др., 2018; Савельев, Гатаулин, 2023].

Петрография. Мафические породы. Как уже было отмечено выше, с ультрамафитами массива ассоциируют тела пород основного состава. В некоторых случаях они образуют субвертикальные дайки в лерцолитах, но чаще встречаются в виде тел с тектоническими контактами в зоне меланжа либо в виде элювиальных развалов в площади распространения ультрамафитов. Большая часть изученных образцов в поле диагностирована как габбродолериты, для них характерна массивная текстура, офитовая и диабазовая структура. Валовый химический состав пород и присутствие в части образцов калиевого полевого шпата свидетельствуют о наличии среди изученных пород щелочных габбро (монцогаббро).

Породообразующие минералы в мафитах представлены клинопироксеном, плагиоклазом и в некоторых образцах – калиевым полевым шпатом. Клинопироксен распространён равномерно в виде гипидиоморфных, реже – ксеноморфных выделений размером до 0,5 мм. Зерна плагиоклаза встречаются как в виде гипидиоморфных вытянутых призматических

зерен размером до 0,5 мм, так и ксеноморфных, заполняющих промежутки между зёрнами клинопироксенов. Магнетит встречается редко в виде ксеноморфных отдельных зёрен или в виде скоплений пылевидных частиц. Из вторичных изменений наиболее часто отмечаются альбитизация и соссюритизация.

Химический состав пород. Валовые составы пород в основных петрогенных оксидах представлены в табл. 1. Относительно высокие значения потерь при прокаливании (ППП) в некоторых анализах вызваны неравномерной серпентинизацией. Наиболее интенсивно данный процесс затрагивает дуниты и дунит-гарцбургиты, в меньшей степени он проявлен в лерцолитах.

Для дискриминации разновидностей ультрамафитов и исключения влияния серпентинизации пород был применён пересчёт результатов силикатного анализа на нормативный минеральный состав по Н.Д. Соболеву [Соболев, 1952]. Фигуративные точки соотношений породообразующих минералов нанесены на треугольную диаграмму (рис. 3, *a*). Эти же данные были использованы для нанесения точек составов на диаграмму A–S. Большинство фигуративных точек располагаются в пределах и вблизи полей гарцбургита и лерцолита (рис. 3, *b*). Составы мафических пород по соотношению главных компонентов (SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) варьируют довольно значительно, от пикритов до монцогаббродиоритов, образуя слабо выраженный тренд (рис. 3, *f*).

Микроэлементный валовый состав. Валовые содержания лантаноидов в ультрамафитах и мафитах были нормированы на хондрит C1 [McDonough, Sun, 1995], проведено сравнение их с таковыми в пиролите (рис. 3, *c*). В ультрамафитах содержания РЗЭ варьируют в довольно широком диапазоне – от 0,1 до 3–4 ед. хондритового уровня, при этом кривая распределения содержаний РЗЭ имеет U-образную форму с повышенными содержаниями La-Pr и Ho-Lu относительно средних РЗЭ – Nd-Dy. Усредненные хондрит-нормированные значения при этом образуют пологий график располагаются примерно на хондритовом уровне (рис. 3, *c*).

В мафических породах усредненные значения также образуют пологую кривую на уровне 20 ед. с небольшим отрицательным наклоном (рис. 3, *d*). Поскольку для части анализов основных пород характерна отрицательная европиевая аномалия, то можно предположить, что образование родоначального для них расплава происходило на уровне плагиоклазовой фации глубинности верхней мантии [Склярков и др., 2001]. В пользу данного предположения свидетельствует наличие комплементарной ей незначительной положительной аномалии европия в некоторых образцах лерцолитов.

По характеристике соотношений Lu, Hf, Sm и Nd локализация фигуративных точек анализов мафитов указывает на образование их из деплетированного

мантийного источника шпинелевой фации со степенью частичного плавления более 15 %. При этом все составы достаточно близки к полю MORB (рис. 3, e).

Таблица 1

Валовые составы изученных ультрамафитов

Table 1

Bulk compositions of the studied ultramafics

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	S	A
CeK-233	44,00	0,07	0,80	4,00	4,00	0,13	40,40	1,60	0,13	0,06	–	4,80	99,99	–4,60	2,59
CeK-235	39,90	0,08	0,80	4,50	4,30	0,13	40,60	1,60	0,20	0,06	–	7,40	99,57	–9,71	2,66
CeK-236	39,80	0,07	0,20	5,00	3,50	0,13	42,50	1,10	0,20	0,06	–	6,90	99,46	–11,40	1,56
CeK-237	39,80	0,07	1,40	4,00	4,00	0,13	42,40	2,50	0,13	0,04	–	5,20	99,67	–10,80	4,07
CeK-238	38,60	0,07	0,40	4,50	3,50	0,12	40,50	1,90	1,20	0,06	–	8,90	99,75	–10,09	3,56
CeK-239	41,00	0,07	2,80	5,00	3,60	0,12	42,00	1,60	0,13	0,04	–	4,00	100,36	–9,79	4,57
CeK-240	41,50	0,07	1,20	4,00	4,30	0,12	39,90	1,90	0,09	0,06	–	5,82	98,96	–6,89	3,25
CeK-244	40,50	0,10	1,20	2,80	5,30	0,13	40,80	1,60	0,13	0,06	–	6,80	99,42	–8,63	2,99
CeK-245	40,00	0,10	4,60	2,00	5,00	0,12	36,20	4,40	2,40	0,24	–	5,00	100,06	–3,42	11,64
CeK-247	41,80	0,10	0,20	6,00	2,50	0,14	40,40	0,50	0,24	0,04	–	7,80	99,72	–7,34	0,98
CeK-250	40,50	0,10	0,80	5,00	2,80	0,11	41,60	1,10	0,21	0,20	–	6,90	99,32	–9,11	2,31
CeK-251	42,00	0,10	2,80	5,00	4,30	0,12	38,20	2,80	0,80	0,06	–	3,90	100,08	–5,72	6,46
CeK-253	37,90	0,10	0,50	9,00	1,40	0,13	37,20	0,80	0,07	0,06	–	12,80	99,96	–9,93	1,43
CeK-263	37,90	0,10	0,20	8,00	0,50	0,11	38,40	0,50	0,04	0,06	–	13,90	99,71	–9,21	0,80
CeK-268	40,90	0,10	2,80	3,70	4,00	0,13	39,80	1,60	0,54	0,04	–	6,10	99,71	–6,83	4,98
CeK-1771	45,00	0,04	2,00	8,70		0,12	40,00	0,80	0,50	0,10	0,03	1,66	98,95	–3,86	3,40
CeK-1772-2	40,00	0,04	1,30	8,70		0,10	39,60	0,90	0,27	0,10	0,03	10,00	101,04	–8,44	2,57
CeK-1774	42,00	0,04	0,77	8,00		0,10	40,00	1,20	0,27	0,06	0,03	7,90	100,37	–6,14	2,30
CeK-1776-4	43,14	0,04	1,90	8,40		0,11	40,00	1,27	0,50	0,06	0,03	4,92	100,37	–5,41	3,73
CeK-1777	44,06	0,04	1,30	8,70		0,11	40,00	1,50	0,20	0,10	0,01	3,76	99,78	–4,79	3,10
CeK-78	39,60	0,07	0,50	2,40	5,70	0,12	47,00	0,20	1,30	0,10	–	2,80	99,79	–15,69	2,10
CeK-79	42,00	0,07	3,60	2,40	5,70	0,14	42,00	1,90	0,20	0,06	–	2,00	100,07	–8,31	5,76
CeK-80	43,50	0,06	0,90	4,00	3,50	0,11	34,40	7,80	0,20	0,06	–	5,50	100,03	1,43	8,96
CeK-82	42,00	0,06	3,20	3,00	6,10	0,12	37,30	3,90	2,40	0,15	–	1,80	100,03	–4,58	9,65
CeK-83	39,80	0,07	0,70	4,00	4,10	0,11	40,60	2,50	1,80	0,10	–	5,80	99,58	–9,08	5,10
CeK-84	39,00	0,06	0,20	8,00	4,30	0,11	40,00	0,50	0,13	0,06	–	7,80	100,16	–13,47	0,89
CeK-86	40,00	0,07	0,80	3,00	5,00	0,12	44,00	1,90	1,80	0,20	–	3,30	100,19	–12,19	4,70
CeK-91	39,80	0,06	3,60	4,50	3,30	0,12	33,80	4,90	0,07	0,03	–	9,90	100,08	–1,98	8,60
CeK-92	37,30	0,06	0,80	7,00	4,00	0,12	39,00	0,50	0,07	0,06	–	11,00	99,91	–12,88	1,43

* Прочерк означает, что концентрация оксида ниже предела обнаружения; в некоторых случаях приведены данные рентгенофлуоресцентного анализа без разделения FeO и Fe₂O₃.

* Dash means that the oxide concentration is below the detection limit; in some cases, X-ray fluorescence analysis data are provided without separation of FeO and Fe₂O₃.

Минералогия. Оливин ультрамафитов характеризуется постоянством состава. Доля форстеритового минала варьирует в пределах 0,91–0,95 в дуните и 0,93–0,88 в перидотитах (см. рис. 5, c). Характерной примесью является никель, содержание которого варьирует в пределах 0,25–0,55 % NiO. По соотношениям FeO-NiO оливин перидотитов и дунитов попадает в типичные поля офиолитовых ультрамафитов (рис. 4, a). Лишь в части анализов обнаружен марганец в количествах до 0,37 % MnO.

Ортопироксен присутствует в гарцбургитах и лерцолитах в виде крупных таблитчатых зёрен, часто с ламеллями клинопироксена и амфибола, также в виде мелких зёрен – необластов в зонах динамической рекристаллизации вокруг некоторых крупных

зёрен [Савельев и др., 2017]. Состав достаточно стабилен, соответствует энстатиту с незначительным содержанием кальция и железа.

Постоянные примеси – алюминий, хром. В незначительном количестве анализов определены Na, Ti, Mn.

Клинопироксен перидотитов соответствует диопсиду (рис. 4, c), он встречается преимущественно в виде мелких зёрен (необласт), окружающих крупные зёрна ортопироксена, значительно реже в виде более крупных таблитчатых изометричных зёрен. Практически все изученные зерна клинопироксена из мафических пород, ассоциирующих с ультрамафитами, относятся к авгиту, который обнаруживает контрастное поведение титана.

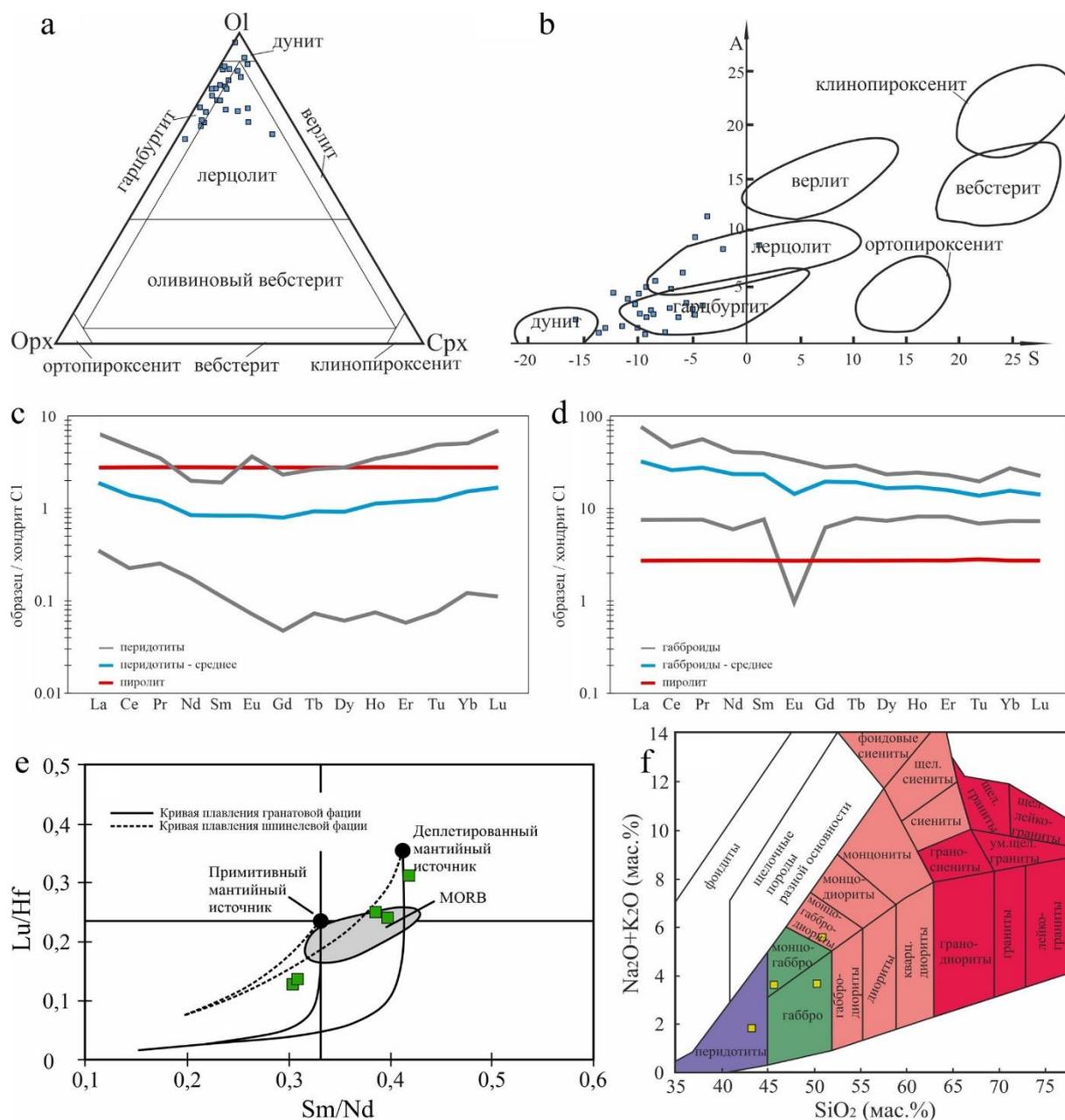


Рис. 3. Геохимические особенности ультрамафитов и мафитов

a, b – петрохимическая характеристика изученных пород мантийного комплекса: a – на диаграмме нормативного состава; b – на дискриминационной диаграмме A-S [Дмитриев и др., 1972]: $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$; $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$. c, d – валовые содержания РЗЭ в образцах перидотитов (C) и габброидов (D), нормированные на хондрит по [McDonough, Sun, 1995]. e – диаграмма Lu/Hf–Sm/Nd для мафических пород (соотношения в примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989], модельные кривые и точка для деплетированной мантии из [Barry et al., 2003] по формулам [Albarede, 1995] для 15 %-й деплетированности начального мантийного состава (поле MORB по [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]); f – классификационная TAS-диаграмма изученных мафических пород [Петрографический кодекс..., 2009]

Fig. 3. Compositional features of ultramafic and mafic rocks

a, b – petrochemical characterization of the studied rocks of the mantle complex: a – on the diagram of normative composition; b – on the discriminative diagram A-S [Dmitriev et al., 1972]: $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$; $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$. c, d – gross REE contents in samples of peridotite (C) and gabbroids (D), normalized to chondrite according to [McDonough, Sun, 1995].; e – diagram of Lu/Hf – Sm/Nd for mafic rocks (ratios in primitive mantle according to [Sun, McDonough, 1989], model curves and point for the depleted mantle from [Barry et al., 2003] by formulas [Albarede, 1995] for 15 % depletion of initial mantle composition; field of mid-ocean ridge basalts according to [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]). f – TAS-diagram of the studied mafic rocks [Петрографический кодекс..., 2009]

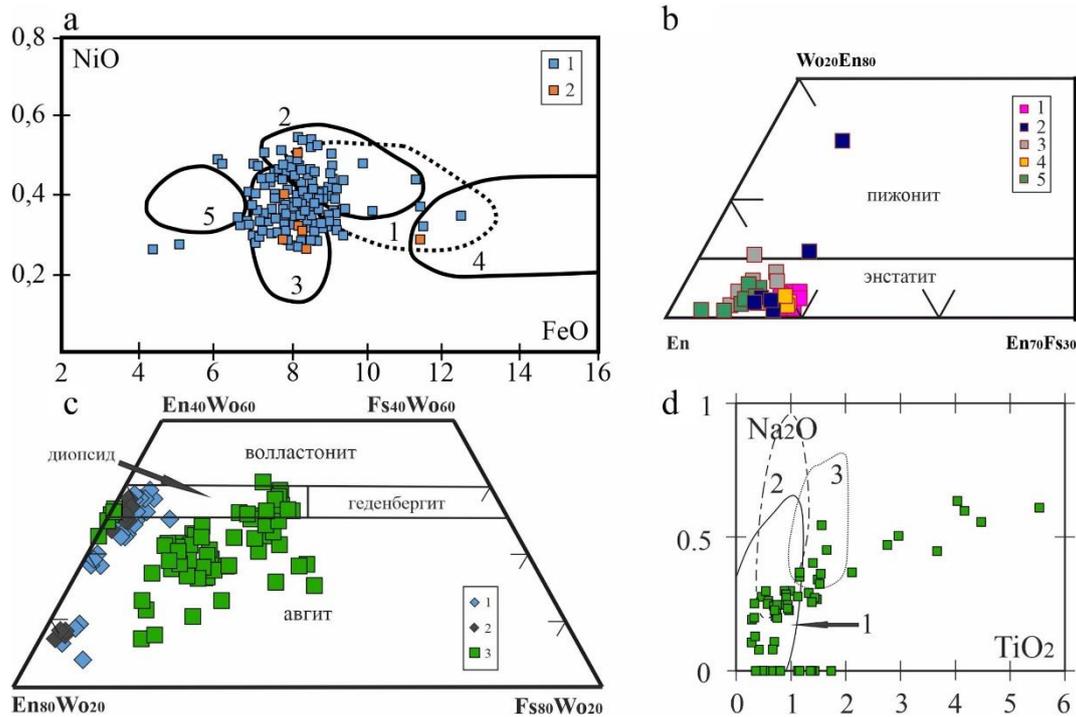


Рис. 4. Особенности состава порообразующих силикатов из ультрамафитов и мафитов

a – диаграмма распределения FeO-NiO в оливине изученных пород. Фигуративные точки: 1 – перидотиты, 2 – дунит-гарцбургит. Поля даны для пород различных комплексов офиолитов Полярного Урала [Брянчанинова, 1990]: 1 – гарцбургиты, 2 – дунит-гарцбургиты, 3 – дуниты, 4 – дунит-верлит-клинопироксенит, 5 – хромовые руды; b – состав изученных ортопироксенов на фрагменте диаграммы [Morimoto, 1989]. 1 – шпинелевые лерцолиты, 2 – шпинель-плаггиоклазовые лерцолиты, 3 – гарцбургит, 4 – дунит-гарцбургит, 5 – хромитит; c, d – составы изученных клинопироксенов: c – тройная классификационная диаграмма для пироксенов [Morimoto, 1989], d – диаграмма TiO₂-Na₂O (мас.%) для клинопироксенов из мафических пород Северного Крака. Поля: 1 – поле пироксенов корового разреза офиолитов [Савельев и др., 2022], 2 – массивы Урало-Аляскинского типа, 3 – расчлененные интрузии Дулутского комплекса [Weiblen, Morey, 1980] и района Панкси, ЮЗ Китай [Hou et al., 2012]

Fig. 4. Compositional features of silicates from ultramafic and mafic rocks

a – diagram of FeO-NiO distribution in olivine of the studied rocks. Figurative points: 1 – peridotite, 2 – dunit-harzburgite. The fields are given for rocks of different complexes of ophiolites of the Polar Urals [Brianchaninova, 1990]: 1 – harzburgites, 2 – dunit-harzburgites, 3 – dunites, 4 – dunit-verlite-clinopyroxenite, 5 – chrome ores; b – composition of the studied orthopyroxenes on the fragment of the diagram [Morimoto, 1989]. 1 – spinel lherzolites, 2 – spinel-plagioclase lherzolites, 3 – harzburgite, 4 – dunit-harzburgite, 5 – chromitite; c, d – compositions of studied clinopyroxenes: c – classification diagram for pyroxenes [Morimoto, 1989], d – TiO₂-Na₂O diagram (wt.%) for clinopyroxenes of Northern Kraka gabbroids. Fields: 1 – field of pyroxenes of the crustal section of ophiolites [Saveliev et al., 2022], 2 – Ural-Alaskan-type massifs, 3 – stratified intrusions of the Duluth complex [Weiblen, Morey, 1980] and the Pangxi area, SW China [Hou et al., 2012]

В меньшей части анализов концентрация TiO₂ находится ниже предела обнаружения, но в значительной части выборки этот показатель резко повышен не только по сравнению с клинопироксенами перидотитов, но и с аналогичными минералами большинства габброидных интрузий (см. рис. 4, d). Поле составов изученных пироксенов резко отделено от такового из перидотитов массива Северный Крак и отличается повышенным содержанием железа. Некоторые зерна пироксена зональны по содержанию железа, что вызвано, по-видимому, реакцией раннего пироксена с остаточным расплавом.

Плаггиоклаз встречается в лерцолитах в виде сростков с хромшпинелидом, в которых он слагает

периферию либо матрикс, а скелетный хромшпинелид – центральную часть. Плаггиоклаз почти всегда значительно изменён с образованием сосюрита. По составу плаггиоклаз лерцолитов соответствует лабрадору и битовниту (An = 0,58–0,79).

В мафитах плаггиоклаз представлен как призматическими зернами вытянутой формы и ксеноморфными выделениями, заполняющими интерстиции между зёрнами клинопироксена. Первичный плаггиоклаз в большинстве случаев подвержен вторичным изменениям, по составу он соответствует в большинстве случаев альбиту, редко олигоклазу и андезину. В щелочных разновидностях мафитов (монцогаббро) место плаггиоклаза занимают калиевые полевые

шпаты, указывая на повышенные содержания калия в породах.

Состав акцессорных хромшпинелидов варьирует в значительном диапазоне и демонстрирует зависимость от минерального состава породы (табл. 2, рис. 5, a, b).

В частности, наиболее глиноземистый состав имеют хромшпинелиды из лерцолитов ($\#Cr = 0,1-0,4$), в гарцбургитах распространены умеренно-хромистые минералы ($\#Cr = 0,3-0,6$), в дунитах и хромититах отмечаются наибольшие значения отношения Cr/Al ($\#Cr = 0,5-0,85$).

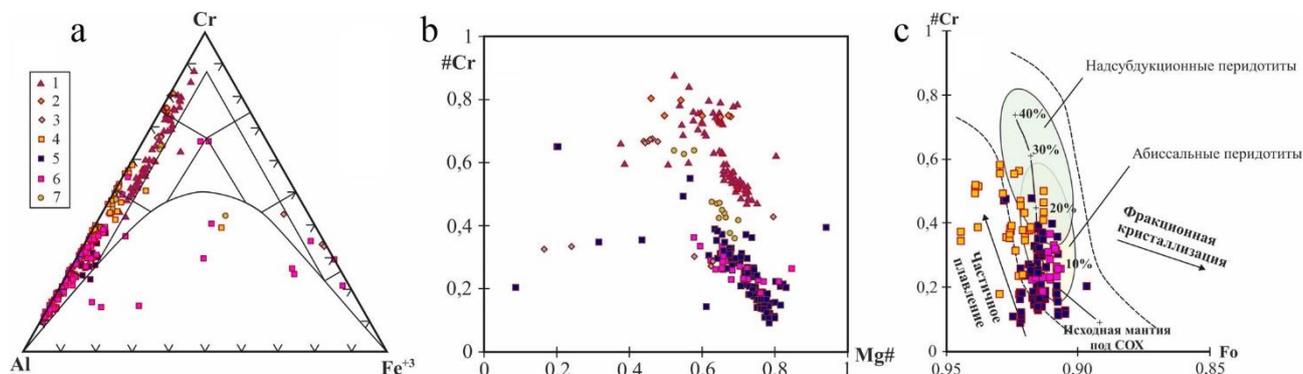


Рис. 5. Диаграммы составов хромшпинелидов

a – тройная диаграмма для трехвалентных катионов хромшпинелидов; b – диаграмма $\#Cr-\#Mg$ для хромшпинелидов; c – диаграмма состава сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида, поля проведены в соответствии с [Arai, 1994]. En, Wo, Fs – атомные доли минералов энстатита, волластонита и ферросилита в пироксенах соответственно; $\#Cr = Cr/(Cr+Al)$, ат. %; $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$, ат. % в хромшпинелиде; $Fo = Mg/(Mg+Fe)$, ат.% в оливине. 1 – хромитит, 2 – дунит, 3 – дунит-гарцбургит, 4 – гарцбургит, 5 – шпинелевый лерцолит, 6 – шпинель-плаггиоклазовый лерцолит, 7 – серпентинит

Fig. 5. Composition diagrams of Cr-spinels

a – ternary diagram for trivalent cations of Cr-spinels; b – diagram of $\#Cr-\#Mg$ for Cr-spinels; c – diagram of composition of coexisting olivine and Cr-spinel grains, the fields are drawn in accordance with [Arai, 1994]. En, Wo, Fs – atomic fractions of enstatite, wollastonite and ferrosilite minerals in pyroxenes, respectively; $\#Cr = Cr/(Cr+Al)$, at. %; $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$, at. % in Cr-spinels; $Fo = Mg/(Mg+Fe)$, at. % in olivine. 1 – chromitite, 2 – dunite, 3 – dunite-harzburgite, 4 – harzburgite, 5 – spinel lherzolite, 6 – spinel-plagioclase lherzolite, 7 – serpentinite

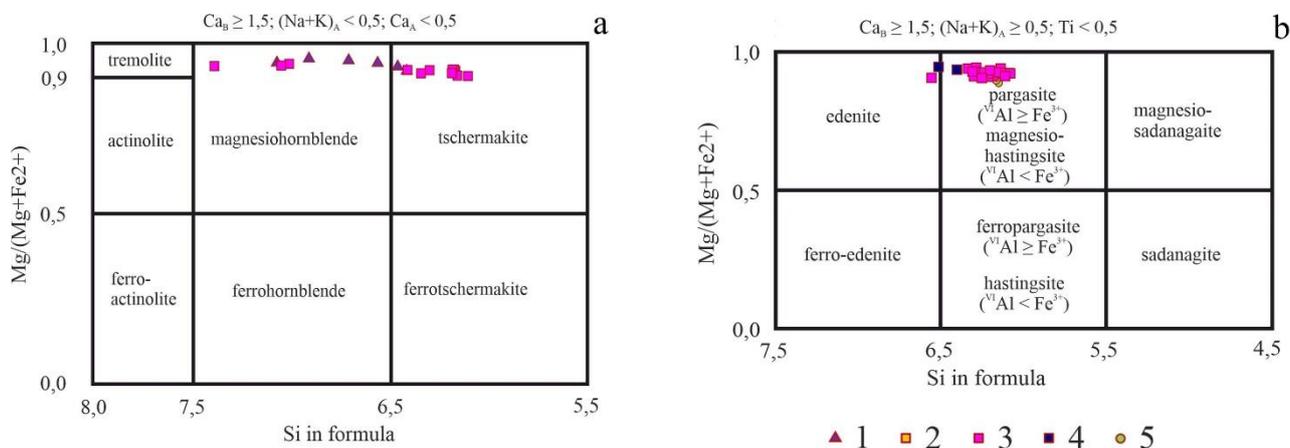


Рис. 6. Диаграммы составов амфиболов из ультрамафитов

a, b – диаграммы составов амфиболов из различных пород по классификации [Leake et al., 1997]. 1 – хромитит, 2 – дунит-гарцбургит, 3 – лерцолит, 4 – шпинель-плаггиоклазовый лерцолит, 5 – серпентинит

Fig. 6. Composition diagrams of amphiboles from ultramafic rocks

a, b – diagrams of amphibole compositions from different rocks according to the classification [Leake et al., 1997]. 1 – chromitite, 2 – dunite-harzburgite, 3 – lherzolite, 4 – spinel-plagioclase lherzolite, 5 – serpentinite

Амфиболы представлены четырьмя модификациями: 1) призматическими зёрнами, ассоциирующими с диоксидом близких размеров (0,1–0,5 мм); 2) ламелями в ортопироксене; 3) необластами на периферии

крупных деформированных зёрен ортопироксена (0,05–0,2 мм), а также 4) включениями и интерстициальными фазами в хромититах. Составы амфиболов из хромитита соответствуют магнезиальной роговой

обманке, амфиболы шпинелевых лерцолитов в большинстве случаев попадают в поля паргасита, часто чермакита, а отдельных случаях – магнезиальной ро-

говой обманки и эденита. Единичные анализы амфиболов из серпентинитов и шпинель-плаггиоклазового лерцолита соответствуют паргаситу (см. рис. 6, a, b).

Таблица 2
Средние и максимальные значения $\#Cr = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ и $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в изученных породах
Table 2
Average and maximal values of $\#Cr = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ and $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ in the studied rocks

	Хромитит		Дунит		Дунит-гарцбургит		Гарцбургит		Лерцолит		Лерц шп-плаг		Вебстерит	
	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.
#Cr	0,61	0,88	0,76	0,80	0,50	0,67	0,41	0,58	0,22	0,55	0,27	0,37	0,19	0,40
#Mg	0,66	0,80	0,60	0,68	0,48	0,79	0,64	0,77	0,73	0,83	0,69	0,84	0,67	0,83

Магнетит характерен для наиболее изменённых образцов дунита и перидотита, представлен двумя формами выделений. Большая часть – в виде кайм на периферии зёрен хромшпинелидов, в серпентините доходящих до полного замещения магнетитом хромшпинелидов. Незначительная часть – в виде пылевидных выделений в серпентинитовых жилах.

Обсуждение

Исходя из расположений точек составов сосуществующих зёрен хромшпинелидов и оливина на диаграмме оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (см. рис. 5, с), образование большинства перидотитов происходило при степени частичного плавления исходного мантийного субстрата менее 20 %, при этом наименьшая степень плавления устанавливается для лерцолита (до 10–15%). По результатам вычисления по формуле $F = 10 * \ln(Cr\#) + 24$ [Hellebrand et al., 2001], приведённым в табл. 3, степень частичного

плавления возрастает в ряду шпинель-плаггиоклазовый лерцолит – шпинелевый лерцолит – гарцбургит – дунит-гарцбургит – дунит.

По данным предыдущих работ [Савельев, Гатаулин, 2021], большая часть значений оливин-хромшпинелидовых геотермометров для перидотитов (по трём версиям [Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ballhaus et al., 1991]) укладывается в интервал 650–900 °С, при этом наиболее часто встречаются температуры около 700 °С. Двупироксеновые геотермометры трех различных версий [Wells, 1977; Brey, Köhler, 1990; Putirka, 2008] показали более высокие температуры закрытия обменных реакций: разброс значений составил 850–1200 °С, а наибольшая частота встречаемости отмечена для температур около 1000 °С. Значение фугитивности кислорода (по методике [Ballhaus et al., 1991]) варьирует в пределах $-3 \dots +1.5 \Delta \log fO_2$ (FMQ). Расчёты геобарометров [Putirka, 2008] показали, что становление большей части изученных лерцолитов завершилось в диапазоне давлений от 5 до 14 кбар, что соответствует глубинам 15–40 км.

Таблица 3
Средние и максимальные значения степени частичного плавления исходного мантийного вещества при образовании пород массива Северный Крака по формуле $F = 10 * \ln(Cr\#) + 24$ [Hellebrand et al., 2001]

Table 3
Average and maximum values of the degree of partial melting of the initial mantle matter during the formation of rocks of the Northern Kraka massif by the formula $F = 10 * \ln(Cr\#) + 24$ [Hellebrand et al., 2001]

Дунит		Дунит-гарцбургит		Гарцбургит		Лерцолит		Лерц шп-плаг		Вебстерит	
ср	макс	ср	макс	ср	макс	ср	макс	ср	макс	ср	макс
21,20	21,8	16,3	20,0	14,7	18,6	8,2	18,0	10,9	13,9	6,9	14,7

Сопутствующий частичному плавлению, а также соответствующий данным геотермобарометрии процесс пластической деформации указывается как значимый в ходе образования офиолитовых ультрамафитов Урала в работах [Щербаков, 1990; Чернышов, 2001; Чернышев, Юричев, 2016; Савельев и др., 2017]. Содержание РЗЭ как в ультрамафитах, так и в мафитах демонстрирует субгоризонтальное распределение относительно оценочного состава пиролита,

при этом в мафитах содержания РЗЭ на 1–2 порядка выше таковых в перидотитах.

Значительные валовые содержания щелочноземельных металлов в мафических породах согласуются с большой долей лейкократовых минералов. Соотношения лантаноидов указывают на образование изученных тел мафитов в результате частичного плавления слабо деплетированного мантийного источника.

Заключение

Соотношения составов хромшпинелида и оливина перидотитов указывают на образование их в ходе частичного плавления мантийного субстрата (до 25 %) в температурных условиях, соответствующих субсолидусным, при этом как показатель частичного плавления, так и температура в целом возрастают в ряду плагиоклаз-шпинелевый лерцолит – шпинелевый лерцолит – гарцбургит. Деформационные структуры, характерные для значительного числа зёрен оливина и пироксена, указывают на значительную роль пластических деформаций в ходе становления массива.

Мафиты из серпентинитового меланжа периферии Северного Крака сложены высокотитанистым авгитом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом и

представлены монцогаббро. Характеристики соотношений валовых содержаний лантаноидов в мафитах характеризуют их как результат кристаллизации расплавов, выплавленных из слабо деплетированных мантийных ультрамафитов (около 15 %) шпинелевой фации глубинности. Учитывая, что конечный состав реститовых перидотитов соответствует более высокой деплетированности, а РТ-условия – чаще плагиоклазовой, чем шпинелевой фациям, можно заключить, что расплавы, из которых образовались тела мафических пород периферической части массива, отделялись от рестита на ранних этапах подъема мантийного диапира, на что также указывает и высокое содержание К и Na. При этом оценка потенциального влияния корового смешения неоднозначна и требует дальнейших исследований.

Список источников

- Брянчанинова Н.И.** Породообразующие силикаты ультрабазитов как индикаторы условий образования и рудоносности. Сыктывкар : Коми науч. центр УрО АН СССР, 1990, 22 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 226).
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин Л.Я.** К вопросу о составе вещества верхней мантии // Геохимия. 1972. № 10. С. 1155–1167.
- Москалева С.В.** Гипербазиты и их хромитонность. Л. : Недра, 1974. 279 с.
- Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова ; отв. ред. Л.В. Шарпенко. 3-е изд., испр. и доп. СПб. : ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.**
- Савельев Д.Е., Гатаулин Р.А.** Акцессорная платиноидная минерализация в лерцолитах массива Северный Крак (Южный Урал) // Георесурсы. 2023. № 25 (3). С. 208–215. doi: 10.18599/grs.2023.3.24
- Савельев Д.Е., Гатаулин Р.А.** Лерцолиты Азнагуловской площади (Южный Урал): состав и Р-Т- f_{O_2} условия образования // Вестник Академии Наук РБ. 2021. Т. 40, № 3 (103). С. 15–25.
- Савельев Д.Е., Масагутов Р.Х., Сирота С.Н.** Минералогические особенности и субсолидусные структуры израндитов Александровского комплекса // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 30–47. doi: 10.31084/2619-0087/2022-2-3
- 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 // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476, № 2. С. 200–204.
- Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.** Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа : ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
- Савельев Д.Е., Нугуманова Я.Н., Гатаулин Р.А., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И., Блинов И.А.** О новых проявлениях платинометальной минерализации в офиолитовых ультрамафитах Южного Урала // Петрология магматических и метаморфических комплексов : материалы X Всерос. петрографической конф. с междунар. участием. 2018. Вып. 10. С. 321–325.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. : Наука, 1987. 230 с.
- Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летников Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И.** Интерпретация геохимических данных : учеб. пособие. М. : Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В.** Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.
- Соболев Н.Д.** Ультрабазиты Большого Кавказа. М. : Госгеолиздат, 1952. 240 с.
- Чернышов А.И.** Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 215 с.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н.** Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузьского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62–77. doi: 10.7868/S0016853X1602003X
- Щербаков С.А.** Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М. : Наука, 1990. 120 с.
- Albarede F.** Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. No. 57. P. 615–621.
- Arai S.** Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. No. 113. P. 191–204.
- Ballhaus C., Berry R., Green D.** High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implication for the oxydation state of the upper mantle // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 107. P. 27–40.
- Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S.** Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Mongolia: Evidence for the Role of Asthenospheric versus Metasomatized Lithospheric Mantle Sources // Journal Of Petrology. 2003. V. 44, No. 1. P. 55–91.
- Brey G.P., Köhler T.** Geothermobarometry in 4-phase lherzolites: 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology. 1990. V. 31. P. 1353–1378.

- Chauvel B.-T.** A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. No. 190. P. 137–151.
- Fabries J.** Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 6. P. 329–336.
- Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.** Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. 2001. P. 677–681.
- Hou T., Zhang Zh., Encarnacion J., Santosh M.** Petrogenesis and metallogenesis of the Taihe gabbroic intrusion associated with Fe-Ti-oxide ores in the Panxi district, Emeishan Large Igneous Province, southwest China // *Ore Geology Reviews*. 2012. V. 49. P. 109–127.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G.** Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // *Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 219–246.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253.
- Morimoto N.** Nomenclature of pyroxenes // *Canadian mineralogist*. 1989. V. 27. P. 143–156.
- Putirka K.D.** Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. V. 69. P. 61–120.
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.** A reevaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. P. 325–334.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins* // Geological Society, London, Special Publications. 1989. No. 42. P. 313–345.
- Weiblen P.W., Morey G.B.** A summary of stratigraphy, petrology and structure of the Duluth complex // *American Journal of Science*. 1980. V. 280 A. P. 88–133.
- Wells P.R.A.** Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1977. V. 62. P. 129–139.

References

- Bryanchaninova N.I. *Porodoobrazuyushchie silikaty ul'trabazitov kak indikatorov uslovij obrazovaniya i rudonosnosti* [Rock-forming silicates of ultrabasites as indicators of formation conditions and ore-bearing]. Syktyvkar: Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Academy of Sciences of the USSR, 1990. 22 p. (Ser. of preprints "Scientific Reports"; V. 226. In Russian)
- Dmitriev L.V., Ukhanov A.V., Sharaskin L.Ya. *K voprosu o sostave veshchestva verhnjej mantii* [To the question of the upper mantle matter composition] // *Geokhimiya* [Geochemistry], 1972. No.10, pp. 1155–1167. In Russian
- Moskaleva S.V. *Giperbazity i ih hromitonostnost'* [Hyperbasites and their chromite content]. Leningrad: Nedra, 1974. 279 p. In Russian
- Petrograficheskiy kodeks Rossii: Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya* [Petrographic Code of Russia: Igneous, metamorphic, metasomatic, impact formations]. Eds. O.A. Bogatikova, O.V. Petrova, A.F. Morozov; resp. ed. L.V. Sharpenok, 3rd ed., Rev. and additional. St. Petersburg: VSEGEI, 2009. 200 p. In Russian
- Saveliev D.E., Gataullin R.A. Accessory mineralisations in lherzolites of Northern Kraka massif (South Urals) // *Georesursy* [Georesources]. 2023, 25(3). pp. 208–215. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.24>. In Russian
- Savelyev D.E., Gataullin R.A. Lherzolites of Aznagulovo area (Southern Urals): composition and P-T-fO₂ formation conditions // *Bulletin of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, 2021, V. 40, No. 3(103). pp. 15–25. In Russian
- Savelyev D.E., Masagutov R.H., Sirota S.N. *Mineralogicheskie osobennosti i subsolidusnye struktury izranditov Aleksandrovskogo kompleksa* [Mineralogical features and subsolidus structures of israndites of the Alexandrovsky complex] // *Geological Bulletin*. 2022. No. 2. pp. 30–47. In Russian
- Savelyev D.E., Nugumanova Y.N., Gataullin R.A., Sergeev S.N., Musabirov I.I., Blinov I.A. *O novykh proyavleniyah platinometal'noj mineralizatsii v ofiolitovykh ul'tramafitah Yuzhnogo Urala* [On new occurrences of platinum metal mineralization in ophiolitic ultramafics of the Southern Urals] // *Petrology of magmatic and metamorphic complexes: Proceedings of the X All-Russian Petrographic Conference with international participation*. Iss. 10. 2018. pp. 321–325. In Russian
- Savelyev D.E., Puchkov V.N., Sergeev S.N., Musabirov I.I. *O deformacionno-inducirovannom raspade enstatita v mantijnykh peridotitah i ego znachenii dlya processov chastichnogo plavlenniya i hromitoobrazovaniya* [On deformation-induced decay of enstatite in mantle peridotites and its significance for the processes of partial melting and chromite formation] // *Reports of the Academy of Sciences*. 2017. V. 476. No. 2. pp. 200–204. In Russian
- Savelyev D.E., Snachev V.I., Savelyeva E.N., Bazhin E.A. *Geologiya, petrogeohimiya i hromitonostnost' gabbro-giperbazitovykh massivov Yuzhnogo Urala* [Geology, petrogeochemistry and chromitonosity of gabbro-hyperbasite massifs of the Southern Urals]. Ufa: DizaynPolygraphService, 2008. 320 p. In Russian
- Savelyeva G.N. *Gabbro-ul'trabazitovye komplekсы ofiolitov Urala i ih analogi v sovremennoj okeanicheskoy kore* [Gabbro-ultrabasite complexes of the Ural ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987, 230 p. In Russian
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letnikov E.F., Mironov A.G., Barash I.G., Bulanov V.A., Sizykh A.I. *Interpretatsiya geokhimiicheskikh dannykh: Ucheb. posobie*. [Interpretation of geochemical data: the study guide]. M.: Internet Inzhiniring, 2001, 288 p. In Russian
- Snachev V.I., Savelyev D.E., Rykus M.V. *Petrogeohimicheskie osobennosti porod i rud gabbro-giperbazitovykh massivov Kraka* [Petrogeochemical features of rocks and ores of Kraka gabbro-hyperbasite massifs]. Ufa, 2001. 212 p. In Russian
- Sobolev N.D. *Ul'trabazity Bol'shogo Kavkaza* [Ultrabasites of the Greater Caucasus]. Moscow: Gosgeolizdat, 1952, 240 p. In Russian

- Chernyshov A.I. *Ul'tramafity (plasticheskoe techenie, strukturnaya i petrostrukturnaya neodnorodnost')* [Ultramafics (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)]. Tomsk, 2001. 215 p. In Russian
- Chernyshov A.I., Yurichev A.N. *Strukturnaya evolyuciya dunitov i hromitov Harcheruz'skogo massiva (Polyarnyj Ural)* [Structural evolution of dunites and chromites of the Kharcheruz massif (Polar Urals)] // *Geotektonika* [Geotectonics]. 2016. No. 2. pp. 62–77. doi: 10.7868/S0016853X1602003X. In Russian
- Shcherbakov S. A. *Plasticheskie deformacii ul'trabazitov ofiolitovoj associacii Urala* [Plastic deformations of ultrabasites of the Ural ophiolite association]. Moscow: Nauka, 1990. 120 p. In Russian
- Albarede F. Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. 57. pp. 615–621.
- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*. 1994. 113. pp. 191–204.
- Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implication for the oxidation state of the upper mantle // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. pp. 27–40.
- Barry T. L., Saunders A. D., Kempton P. D., Windley B. F., Pringle M. S., Dorjnamjaa D., Saandar S. Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Mongolia: Evidence for the Role of Asthenospheric versus Metasomatized Lithospheric Mantle Sources // *Journal Of Petrology*. 2003. V. 44, No. 1. pp. 55–91.
- Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in 4-phase lherzolites: 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. pp. 1353–1378.
- Chauvel, Blichert-Toft. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. 190. pp. 137–151.
- Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 6. pp. 329–336.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B., Hofmann A. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. 2001. pp. 677–681.
- Hou T., Zhang Zh., Encarnacion J., Santosh M. Petrogenesis and metallogenesis of the Taihe gabbroic intrusion associated with Fe-Ti-oxide ores in the Panxi district, Emeishan Large Igneous Province, southwest China // *Ore Geology Reviews*. 2012. V. 49. pp. 109–127.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // *Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. pp. 219–246.
- McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120, Iss. 3–4. pp. 223–253
- Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Canadian mineralogist*. 1989. V. 27. pp. 143–156.
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. V. 69. pp. 61–120.
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A reevaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. pp. 325–334.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins* // Geological Society, London, Special Publications. 1989. 42. pp. 313–345.
- Weiblen P.W., Morey G.B. A summary of stratigraphy, petrology and structure of the Duluth complex // *American Journal of Science*. 1980. V. 280 A. pp. 88–133.
- Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1977. V. 62. pp. 129–139.

Информация об авторах:

Гатаулин Р.А., аспирант, младший научный сотрудник, лаборатория рудных месторождений, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия.

E-mail: rusgatln97@gmail.com

Савельев Д.Е., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория рудных месторождений, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия.

E-mail: Sav171@mail.ru

Киселева Д.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатории физических и химических методов исследования, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

E-mail: Kiseleva@igg.uran.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Gataullin R.A., postgraduate student, Junior Researcher, Laboratory of Ore Deposits, Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre, RAS, Ufa, Russia.

E-mail: rusgatln97@gmail.com

Saveliev D.E., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher of Laboratory of Ore Deposits, Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre, RAS, Ufa, Russia.

E-mail: Sav171@mail.ru

Kiseleva D.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher of Laboratory of Physical and Chemical Research Methods, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Ekaterinburg, Russia.
E-mail: Kiseleva@igg.uran.ru

***Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.
The authors declare no conflicts of interests.***

Статья поступила в редакцию 28.05.2024; одобрена после рецензирования 01.07.2024; принята к публикации 02.06.2025

The article was submitted 28.05.2024; approved after reviewing 01.07.2024; accepted for publication 02.06.2025