

**Оливин в ультрамафит-мафитах
худолазовского комплекса Южного Урала:
условия кристаллизации и петрологические следствия**

©2022 И. Р. Рахимов✉

*Институт геологии УФИЦ РАН,
К. Маркса, 16/2, 450077, Уфа, Российская Федерация*

Аннотация

Введение: Оливин является одним из главных минералов ультрамафит-мафитов и важным индикатором процессов петрогенезиса. Состав оливина во многом определяется соотношением Mg и Fe²⁺ в исходной магме, что позволяет моделировать равновесный состав оливина в породе. Целью статьи является моделирование состава исходного расплава для пород худолазовского комплекса Южного Урала на основе состава оливина.

Методика: Зёрна оливина исследованы в образцах из обнажений и керна при помощи оптической и электронной микроскопии. Состав оливина определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализа (с ЭДС и ВДС детекторами). Моделирование выполнялось в программе Excel.

Результаты и обсуждение: выявлены две генерации оливина: 1) идиоморфные изометричные кристаллы в шприсгеймитах и оливиновых габбро; 2) идиоморфные и ксеноморфные порфиroidные выделения, а также ксеноморфные интерстициальные зёрна в габбродолеритах. Резкое несоответствие составов реального и модельного оливинов свидетельствует о фракционировании высокомагнезиального оливина (30% и более) на пути миграции расплава и о диффузионном перераспределении оливина в неравновесных условиях.

Заключение: Вариации составов всех изученных оливинов согласуются с эволюцией умеренно магнезиального расплава (MgO 11.50 мас. %, FeO 12.42 мас. %, Mg#=62, Ni 233 г/т). Источником материнского расплава для худолазовского комплекса могла быть перидотитовая мантия.

Ключевые слова: худолазовский комплекс, оливин, расплав, фракционирование, моделирование

Источник финансирования: Госзадание ИГ УФИЦ РАН, тема № FMRS-2022-0012.

Для цитирования: Рахимов И. Р. Оливин в ультрамафит-мафитах худолазовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология.* 2022. №2. С. 19–31. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2022.2/9276>

Введение

Оливин является одним из главных минералов мантии и, соответственно, зачастую определяет состав мантийных магм [1, 2]. В базальтовых магмах оливин кристаллизуется одним из первых минералов и является свидетелем глубинной эволюции магмы.

Фракционирование оливина в процессе подъёма магмы в коре приводит к существенному изменению её состава, в частности к уменьшению содержания MgO, NiO, в меньшей степени FeO, и увеличению содержания SiO₂, Al₂O₃ и щелочных элементов [3–5].



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Рахимов Ильдар Рашитович, e-mail: rigel92@mail.ru

Существуют противоречивые оценки влияния на состав оливина давления, температуры и других параметров расплава, но общепринятым является мнение о том, что состав оливина практически не зависит от температуры и давления напрямую и определяется в основном соотношением Mg и Fe^{2+} в магме [3]. Это подтверждается большинством экспериментальных исследований и теоретических расчётов. Существуют сведения о прямой зависимости магнезиальности ($Mg\# = 100 \times Mg_{mol}/(Mg+Fe^{2+})_{mol}$) оливина от температуры его кристаллизации [6]. Магнезиальность оливина также зависит от фугитивности кислорода, контролирующей степень окисления Fe [3].

Состав базальтового расплава позволяет спрогнозировать $Mg\#$ и концентрацию некоторых второстепенных элементов в оливине, находящемся в равновесии с расплавом [3, 5]. Установлено, что коэффициенты распределения Mg, Fe, Mn, Ni между оливином и силикатным расплавом являются функцией меры деполимеризации силикатного расплава (NBO/T) [6]. Уровень концентрации Ni в связи с $Mg\#$ является популярным петрологическим инструментом при оценке эволюции исходного расплава [4, 7, 8]. Вариации $Mg\#$ и Ni свидетельствуют о процессах фракционной кристаллизации, или смешении магм, или диффузионном переуравновешивании оливина [9]. Коэффициент распределения Ni является функцией содержания MgO в расплаве [1]. При этом не всегда наиболее высокомагнезиальные и высоконикелистые оливины являются продуктами кристаллизации высокомагнезиальной и низкокремнезёмистой магмы, поскольку на это могут влиять процессы смешения магм [6].

В ряде интрузий худолазовского дифференцированного комплекса Южного Урала оливин является одним из главных породообразующих минералов. Происхождение этого комплекса является предметом дискуссий уже более 60 лет [10–12]. Особый интерес к этому комплексу связан с наличием сульфидно-платинометаллического оруденения интрузий, сложных богатых оливином породами [11, 12]. В статье приводятся результаты изучения оливина из пород различных массивов худолазовского комплекса, проведено сопоставление составов пород и оливина, предпринята попытка оценки степени фракционирования оливина, обсуждается индикаторная роль оливина для реконструкции процессов петрогенезиса.

Краткая геологическая и петрографическая характеристика

Худолазовский дифференцированный комплекс локализован в центральной части Южного Урала, образуя рой из маломощных интрузий перидотит-габбродиоритового состава (по некоторым данным до гранитного [11]), количество которых превышает 50. Большая часть этих интрузий распространена внутри Худолазовской мульды (рис. 1) Западно-Магнитогорской зоны, где встречаются наиболее пёстрые по составу породы. Пересмотр полученных ранее данных и новые геологические наблюдения позволили автору уточнить

некоторые закономерности строения и размещения интрузивных тел. В осевой части Худолазовской мульды залегают наиболее крупные тела (1–3.5 км длиной) – расслоенные хонолиты (Северный Бускун, Восточный Бускун, Западный Карасаз, Восточный Карасаз, Туркменево и др.). В этих телах развиты горизонты шприсгеймитов, оливин-роговообманковых габбро (редко троктолитов), безоливиновых габбро. В западном крыле мульды развита вытянутая с юга на север цепь из семи мелких (до 0.15 км) штоков ультраосновного состава (Салих, Кусеево-1, Кусеево-2, Кусеево-3, Малютка, Ташлы-Тау, Фазлы-Тау). И, наконец, мелкие хонолиты (Султанкуль, Тукан, Восточный Бускун-III, Южно-Япрактинская группа интрузий и мн. др.) безоливиновых габбро и диоритов развиты практически по всей Худолазовской мульде, но наиболее многочисленны в восточной её части.

Характерной особенностью пород худолазовского комплекса является пойкилитовая и пойкилоофитовая структура. В различных породах кристаллы оливина и плагиоклаза (размером 0.5–1 мм) включены в ксеноморфные ойкокристаллы роговой обманки (размером 1–4 мм), реже клинопироксена. Реже наблюдается габбровая и диоритовая структура. В мелких штоках шприсгеймитов и расслоенных хонолитах выявлено вкрапленное сульфидное Cu-Ni оруденение (пентландит-халькопирит-пирротинное) с Pd-Pt минерализацией и содержанием Cu до 2.3 мас. %, Ni до 1.4 мас. %, ΣPGE до 1 г/т [12]. При этом наиболее богатые сульфидные руды размещаются, как правило, в богатых оливином породах, но концентрации PGE с количеством сульфидов не коррелируют.

Методы исследований

Изучены образцы пород из обнажений и керна. Микроскопические исследования проводились в шлифах и аншлифах пород (~100 шт.) на оптическом микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40A (Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа) и растровом электронном микроскопе Tescan Mira 3 (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск). Химический состав пород определялся при помощи рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре Carl Zeiss VRA-30 (Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, аналитики С.В. Мичурин, В.Ф. Юлдашбаева, Р.Р. Ахмедова) с использованием вольфрамовой трубки при напряжении 30–40 кВ, силе тока 40 мА. В качестве эталонов использовались государственные стандарты магматических пород с аттестованными содержаниями элементов. Концентрации Ni в рудных образцах (содержащих вкрапленное сульфидное оруденение) измерялись с помощью атомно-абсорбционного анализа на спектрометре Спектр-5 (Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, аналитик Н.Г. Христофорова).

Химический состав оливина изучался с помощью электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8230 с приставкой Oxford Instruments для волновой дисперсионной спектроскопии (ВДС) (ЦКП МИИ СО РАН, аналитик Е.Н. Нигматулина) и сканирующего электронно-

го микроскопа Tescan Mira 3 с приставкой для энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС) Oxford Instruments (аналитик М.В. Хлестов). В режиме ВДС градуирование осуществлялось по внутренним стандартам минералов (природные и синтетические образцы), ускоряющее напряжение 15–20 кВ, ток 30 нА, диаметр пучка 2 мкм. Предел обнаружения для большинства элементов составил 0.01–0.015 мас. %. Спектры ЭДС были оптимизированы для количественного определения с помощью программного комплекса INCA Energy, для калибровки спектров использовался

чистый кобальт. Измерения производились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 15 нА, времени накопления спектра 40 с. Предел обнаружения около 0.1–0.3 мас. %. ВДС-анализ включает 55 определений, а ЭДС-анализ – 46 определений из 13 образцов пяти массивов (Северный Бускун, Лира, Восточный Бускун, Малютка и Кусеево-3 – рис. 1) худолазовского комплекса. Массивы Северный Бускун и Восточный Бускун отвечают расслоенным хонолитам, Лира – однородному пикродолеритовому хонолиту, Малютка и Кусеево-3 – мелким шприсгеймитовым штокам.

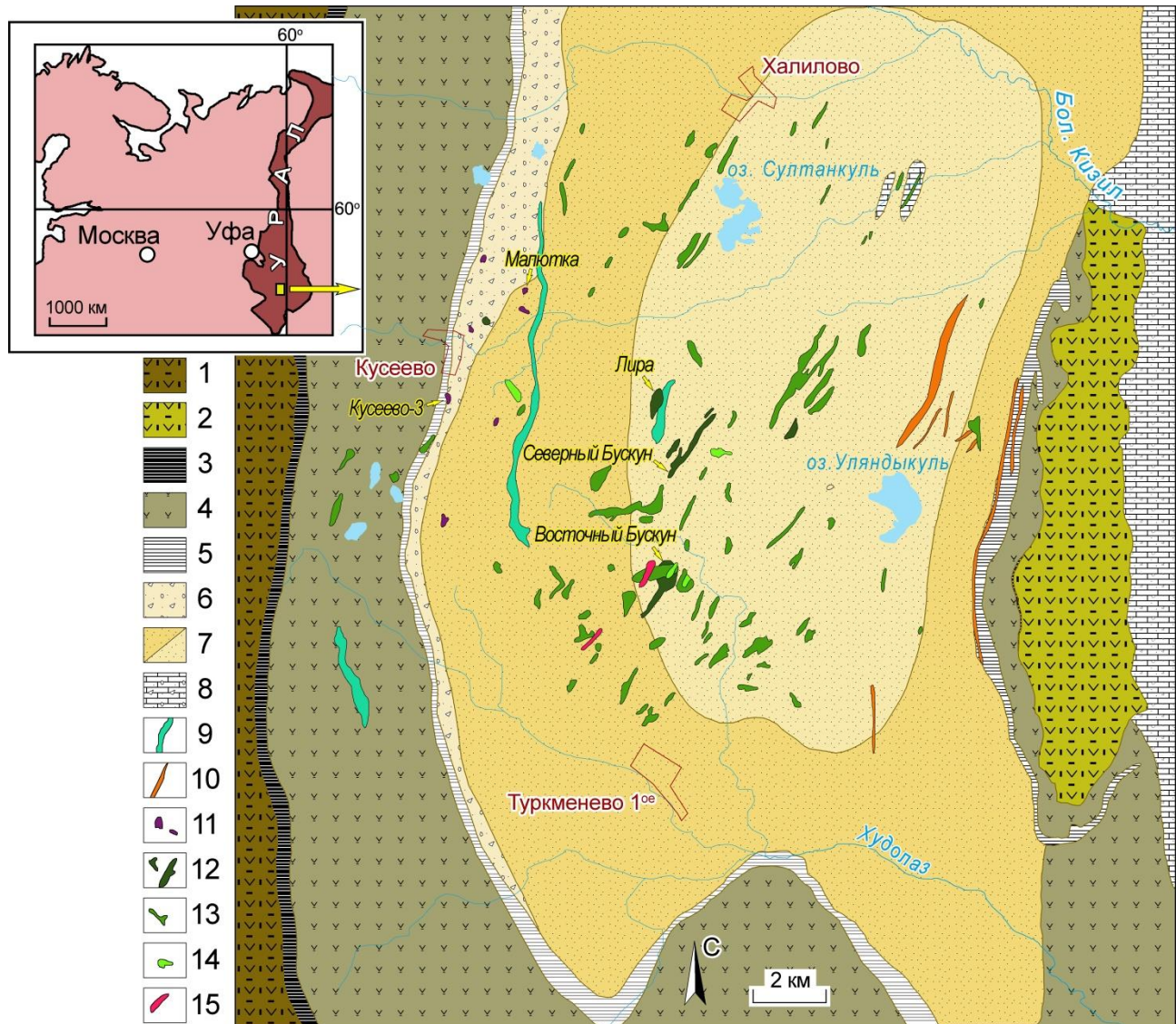


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Худолазовской мульды по [12]: 1–8 – стратифицированные вулканогенно-осадочные отложения: 1 – ирендыкской свиты (D_2ef_1), 2 – карамалыташской свиты (D_2ef_2), 3 – ярлыкаповской свиты (D_2ef_2), 4 – улутауской свиты ($D_{2-3zv-f}$), 5 – мукасовской свиты (D_3f), 6 – биягодинской свиты (D_3f-fm), 7 – нижней подсвиты (D_3fm_{1-2}) / верхней подсвиты ($D_3fm_2-C_{1t}$) зилаирской свиты, 8 – берёзовской свиты (C_{1t-v}); 9–15 – массивы интрузивных комплексов карбона: 9 – басаевского (долериты), 10 – кизильского (плагιοграниты), 11–14 – худолазовского (11 – перидотиты и габброперидотиты, 12 – оливиновые габбро, 13 – безоливиновые габбро, 14 – диориты), 15 – япрактинского (плагιοграниты).

[Fig. 1. Schematic geological map of Khudolaz trough after [12]: 1–8 – stratified volcanogenic-sedimentary deposits: (1) – Irendyk Suite (D_2ef_1), (2) – Karamalytash Suite (D_2ef_2), (3) – Yarlykapovo Suite (D_2ef_2), (4) – Ulutau Suite ($D_{2-3zv-f}$), (5) – Mukasovo Suite (D_3f), (6) – Biyagoda Suite (D_3f-fm), (7) – Lower SubSuite (D_3fm_{1-2}) / Upper SubSuite ($D_3fm_2-C_{1t}$) of Zilair Suite, (8) – Beryozovskiy Suite (C_{1t-v}); 9–15 – massifs of Carboniferous intrusive complexes: (9) – Basaev (dolerites), (10) – Kizil (plagiogranites), 11–14 – Khudolaz ((11) – peridotites and gabbroperidotites, (12) – olivine gabbro, (13) – olivine-less gabbro, (14) – diorites), (15) – Yaprakty (plagiogranites).]

Результаты исследований

Особенности распределения оливина в породах

Содержание оливина в оливинсодержащих породах варьирует от 1–5 (габбро) до 75% (шристеймиты, в т.ч. плагиоклазовые). В расслоенных хонолитах горизонты богатых оливином (15–55%) пород располагаются обычно в их нижней части, перекрывая горизонты безоливиновых такситовых габбро. Далее выше по разрезу количество оливина неравномерно убывает вплоть до исчезновения, а верхние горизонты хонолитов сложены лейкократовыми габбро. На рис. 2а представлены графики распределения породообразующих минералов (оливина, плагиоклаза и клинопироксена) по скважине №76 в массиве Северный Бускун.

зонты безоливиновых такситовых габбро. Далее выше по разрезу количество оливина неравномерно убывает вплоть до исчезновения, а верхние горизонты хонолитов сложены лейкократовыми габбро. На рис. 2а представлены графики распределения породообразующих минералов (оливина, плагиоклаза и клинопироксена) по скважине №76 в массиве Северный Бускун.

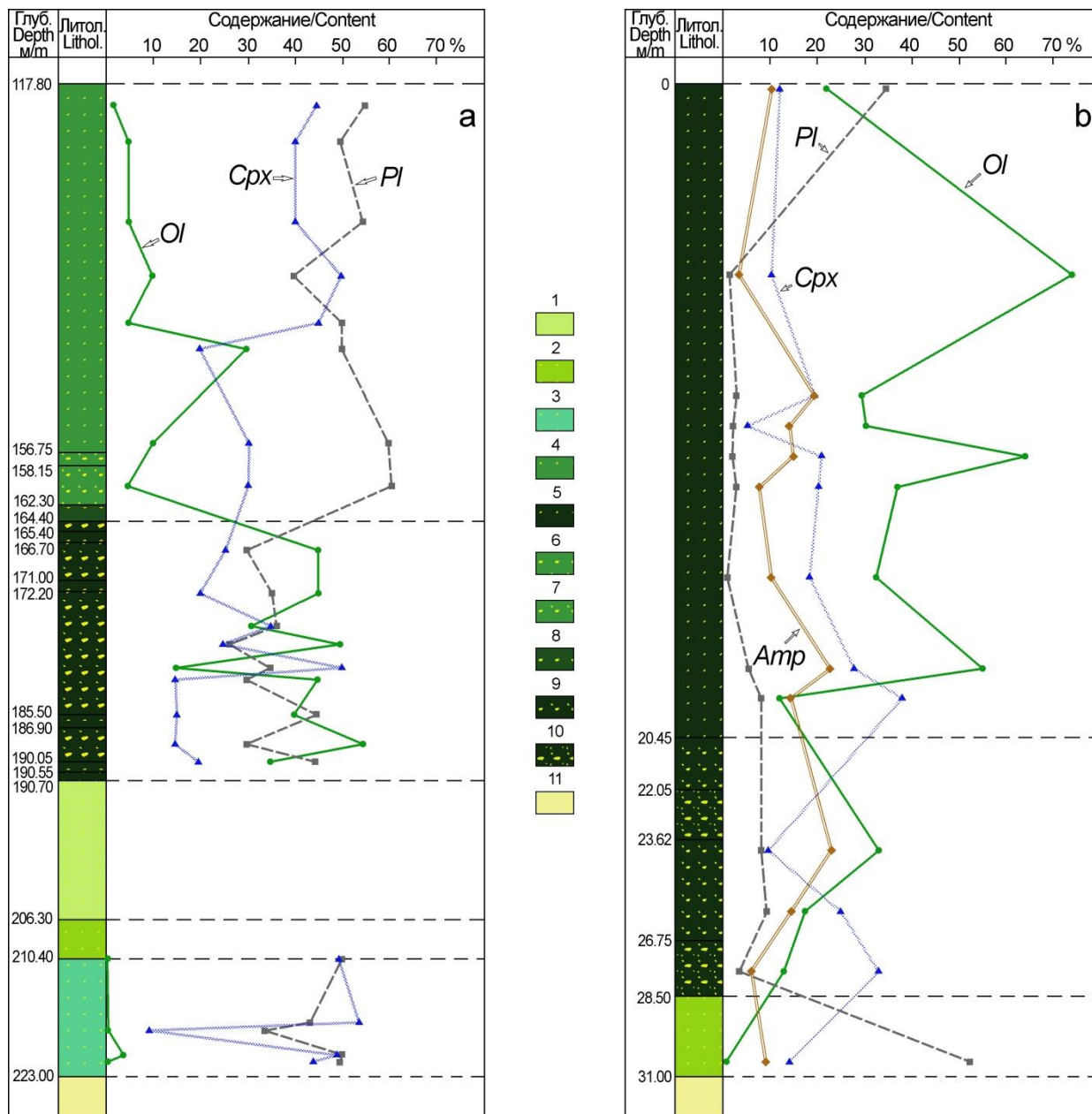


Рис. 2. Распределение породообразующих минералов по скважинам № 76 через интрузию Северный Бускун по [10] (а) и № 37 через интрузию Малютка [авторские данные] (б): 1 – диориты, 2 – габбродолериты, 3 – такситовые габбро, 4 – безоливиновые габбро, 5 – шристеймиты, 6 – безоливиновые габбро с редкой сульфидной вкрапленностью, 7 – безоливиновые габбро с бедным сульфидным оруденением (Ni <0.3%), 8 – оливиновые габбро с бедным сульфидным оруденением, 9 – шристеймиты с бедным сульфидным оруденением, 10 – шристеймиты с рядовым сульфидным оруденением (Ni 0.3–1%), 11 – вмещающие песчаные породы.

[Fig. 2.] Distribution of rock-forming minerals in holes no. 76 through the Severnyi Buskun intrusion according to [10] (a) and no. 37 through the Malyutka intrusion (b) [present data]: (1) – diorite, (2) – gabbrodolerite, (3) – taxitic gabbro, (4) – olivine-poor gabbro, (5) – schriesheimite, (6) – olivine-poor gabbro with weak sulfide dissemination, (7) – olivine-poor gabbro with weak sulfide mineralization (Ni <0.3%), (8) – olivine gabbro with weak sulfide mineralization, (9) – schriesheimite with weak sulfide mineralization, (10) – schriesheimite with routine sulfide mineralization (Ni 0.3–1%), (11) – host sandstones.]

В нижней части интрузия прорвана дайками долеритов и диоритов улугуртауского комплекса. Многие интрузии ранней II фазы магматизма также осложнены пересечениями более поздними интрузиями габбродиоритов III фазы [13]. Особенно явно это выражено на массиве Восточный Бускун. В мелких штоках западного крыла Худолазовской мульды максимальные содержания оливина наблюдаются в средних частях – до 75%, а кверху и книзу его количество неравномерно убывает – до 10–15%. Однако стоит отметить, что в большинстве наблюдаемых образцов из штоков оливин частично или нацело серпентинизирован. На рис. 2b показано распределение оливина и других породообразующих минералов в массиве Малютка по скважине № 37. Отметим, что в массиве Северный Бускун распределения оливина и плагиоклаза во многом противоположны, тогда как в массиве Малютка количество плагиоклаза в целом невелико и не коррелирует с количеством оливина. Приконтактовая часть массива Малютка сложена практически безоливиновыми габбродолеритами.

Морфологические особенности оливина

В шприсгеймитах и высокооливиновых (> 20% оливина) габбро оливин представлен субидiomорфными и идиоморфными изометричными и реже уплощёнными зёрнами. В шприсгеймитах встречаются наиболее крупные кристаллы – до 5 мм и более (рис. 3a), где изредка отмечаются участки идиоморфнозернистой структуры с небольшим количеством роговой обманки или клинопироксена в интерстициях кристаллов оливина. В оливиновых габбро кристаллы чаще вытянутые, а их размер варьирует в диапазоне 0.5–1 мм (рис. 3b).

В оливиновых габбродолеритах, в которых количество оливина не превышает 15%, зёрна оливина имеют ксеноморфные очертания, нередко образуя порфиридные выделения или шпировые обособления (рис. 3c). В таких породах оливин часто содержит обильные включения плагиоклаза округлой и реже таблитчатой формы. Размеры зёрен оливина достигают 1–1.5 мм, а размеры сростков – до 5 мм. В отдельных образцах оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритов зёрна оливина представлены интерстициальными выделениями, ксеноморфными по отношению к кристаллам плагиоклаза (рис. 3d). Размеры зёрен оливина от тонкозернистых к среднезернистым габбродолеритам варьируют в пределах 0.1–1 мм.

Химический состав оливина

Химический состав оливина изучался в двух образцах массива Кусеево-3 (U_{3.1} и D₁₋₆ – шприсгеймиты), одном образце массива Малютка (3485 – плагиошприсгеймит), восьми образцах массива Северный Бускун (1395 – пикродолерит, U_{2.2}, D₁₋₈, D₄₋₂₅, 1432 и 1435 – оливиновые габбро, D₁₋₉ и 6725 – шприсгеймиты), и по одному образцу из массивов Лира (D₁₋₅₄ – пикродолерит) и Восточный Бускун (D₄₋₁₉ – пикродолерит). В табл. 1 представлены результаты микрозондового

определения составов оливина. Многие изученные зёрна оливина довольно однородны по химическому составу, ясной зональности не установлено. Вариации по некоторым элементам были выявлены в оливинах из шприсгеймитов массива Малютка, где разница содержаний FeO и NiO в едином зерне достигает 50 отн. %, но чёткой зональности при этом нет.

Результаты изучения химического состава оливина в разных массивах и разных породах показали существенные различия между ними. По соотношениям Fo и Fa (мол. %) можно выделить две обособленные группы оливинов (рис. 4a). Первая группа составов (I) с Fo_{72.1}–Fo_{86.5}, образующая непрерывный тренд на диаграмме, характерна шприсгеймитам из расслоенных хонолитов и мелких штоков. Вариации Fo в оливинах из массива Кусеево-3 составляют 82.3–86.0, в оливинах массива Малютка – 77.4–85.4, в оливинах массива Северный Бускун – 72.1–86.5 мол. % (80.9–86.5 в нижнем шприсгеймитовом горизонте и в оливиновых габбро из средней и верхней зон интрузии).

Вторую группу оливинов (Fo_{54.6}–Fo_{67.7}) дополнительно можно разделить на две подгруппы: в Па с Fo_{54.6}–Fo_{59.1} попадают оливины массивов Лира и Северный Бускун, в Пб – оливины с Fo_{63.1}–Fo_{67.7} из массивов Восточный Бускун (верхняя пикродолеритовая зона) и Северный Бускун. В обе подгруппы попадают оливины из одного того же образца 1395 из верхней части массива Северный Бускун. Отметим, что в обр. D₁₋₅₄ из центральной части однородного массива Лира (вскрыт карьером) оливин представлен интерстициальными зёрнами, а в обр. D₄₋₁₉ из верхней пикродолеритовой зоны расслоенного массива Восточный Бускун (также вскрыт карьером) – порфиридными выделениями. А в обр. 1395 встречаются обе эти морфологические разновидности оливина.

Таким образом, две выделенные геохимические группы оливинов соответствуют двум различным морфологическим типам зёрен. Идиоморфные и субидiomорфные кристаллы попадают в первую группу составов с более высоким Fo (>70). Ксеноморфные интерстициальные выделения оливина, а также порфиридные выделения и зёрна из шпировых обособлений (часто ксеноморфные) отвечают второй группе с низким Fo (<70). Наименее магнезиальные оливины представлены интерстициальными выделениями (Fo <60).

Уровни концентраций ряда примесных элементов в оливинах из разных массивов отличаются, а составы оливинов из массива Северный Бускун во многом перекрываются с остальными (рис. 4b–e). Максимальные содержания TiO₂ (0.03–0.05 %) отмечаются в оливинах массива Восточный Бускун, минимальные (<0.01 %) – в оливинах массива Лира. Промежуточные количества (<0.01–0.03 %) наблюдаются в массиве Малютка, а в оливинах Северо-Бускунской интрузии выявляется наибольший разброс значений (<0.001–0.09 %). Вариации концентраций Al в оливинах всех массивов сходны. Уровни концентраций Ca в оливинах из разных массивов достаточно сходны,

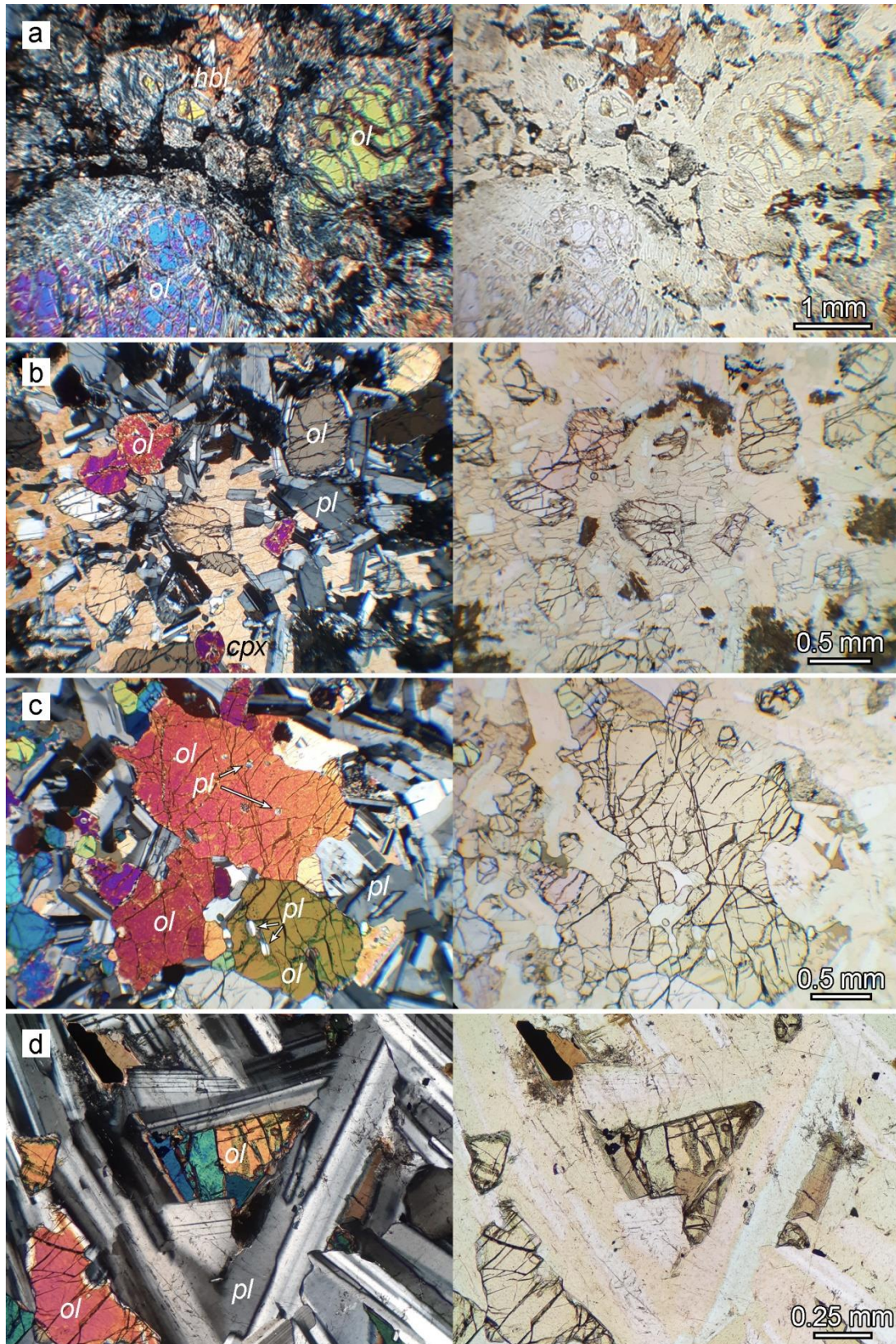


Рис. 3. Микроскопические изображения оливиновых пород худолозовского комплекса (с анализатором/без анализатора): *a* – крупные изометричные зёрна оливина в шрисгеймите, *b* – изометричные зёрна оливина в пойкилитовом габбро, *c* – сростки идиоморфных и ксеноморфных зёрен оливина в габбродолерите, *d* – ксеноморфные зёрна оливина в интерстициях кристаллов плагиоклаза.
 [Fig. 3. Microscopic images of olivine rocks of the Khudolaz Complex (PPL/XPL): (*a*) – large isometric olivine grains in schriesheimite, (*b*) – isometric olivine grains in poikilitic gabbro, (*c*) – intergrowths of idiomorphic and xenomorphic olivine grains in gabbrodolerite, (*d*) – xenomorphic olivine grains in intergranular space.]

Табл. 1. Представительные микрозондовые анализы оливинов худолазовского комплекса (мас. %) [Table 1. Representative microprobe analyses of olivines of Khudolaz Complex (wt. %)]

№ пробы Sample No.	№	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Sum	Fo	Mg#
3485	1	39.21	0.00	0.02	0.00	19.24	0.22	40.60	0.07	0.18	99.54	78.58	78.99
	2	38.88	0.00	0.00	0.00	19.76	0.29	40.60	0.07	0.17	99.77	78.08	78.55
	3	42.46	0.03	0.00	0.02	14.98	0.21	43.23	0.13	0.18	101.24	83.22	83.72
	4	44.04	0.02	0.00	0.03	12.27	0.19	42.21	0.13	0.18	99.08	85.44	85.97
	5	39.10	0.02	0.00	0.03	18.69	0.25	42.52	0.10	0.17	100.87	79.76	80.22
	6	39.02	0.01	0.00	0.03	18.26	0.24	42.69	0.10	0.13	100.48	80.22	80.64
	7	39.61	0.01	0.00	0.02	17.08	0.23	43.42	0.11	0.16	100.65	81.46	81.92
	8	39.80	0.02	0.00	0.00	15.09	0.21	45.10	0.04	0.27	100.52	83.74	84.19
	9	39.36	0.01	0.00	0.03	14.35	0.20	45.53	0.09	0.26	99.82	84.48	84.97
	10	39.73	0.02	0.05	0.04	14.31	0.22	45.65	0.17	0.25	100.42	84.45	85.04
	11	38.95	0.00	0.00	0.01	20.55	0.27	40.86	0.13	0.09	100.85	77.55	77.99
	12	38.80	0.00	0.00	0.00	20.66	0.30	40.77	0.14	0.13	100.78	77.36	77.86
1432	13	39.17	0.00	0.00	0.04	19.35	0.29	41.15	0.23	0.11	100.34	78.53	79.12
	14	39.07	0.01	0.01	0.01	19.91	0.33	40.49	0.20	0.14	100.17	77.76	78.37
	15	38.64	0.00	0.03	0.03	21.92	0.37	38.93	0.21	0.16	100.28	75.33	75.98
	16	38.65	0.03	0.02	0.04	21.84	0.35	39.11	0.22	0.14	100.40	75.50	76.14
	17	38.03	0.04	0.00	0.05	24.60	0.47	36.84	0.17	0.12	100.31	72.10	72.74
	18	38.27	0.02	0.00	0.05	24.21	0.43	37.67	0.15	0.13	100.92	72.89	73.49
	19	38.75	0.00	0.03	0.04	20.59	0.34	40.09	0.20	0.14	100.17	77.02	77.63
	20	39.32	0.00	0.05	0.04	17.77	0.27	42.11	0.22	0.16	99.94	80.24	80.86
	21	38.53	0.01	0.02	0.04	23.77	0.47	38.55	0.20	0.14	101.73	73.60	74.29
1395	22	37.17	0.01	0.04	0.03	31.54	0.51	31.45	0.04	0.05	100.83	63.54	63.99
	23	37.21	0.03	0.01	0.03	31.71	0.50	31.91	0.01	0.07	101.49	63.77	64.20
	24	37.46	0.00	0.09	0.05	28.92	0.46	33.96	0.09	0.08	101.11	67.17	67.67
	25	36.31	0.03	0.00	0.00	38.38	0.66	26.36	0.00	0.03	101.77	54.59	55.03
	26	37.50	0.03	0.01	0.05	31.65	0.51	31.66	0.01	0.03	101.44	63.66	64.06
	27	37.45	0.01	0.00	0.00	31.93	0.50	31.56	0.00	0.04	101.49	63.39	63.79
	28	36.83	0.02	0.00	0.00	36.43	0.62	28.04	0.00	0.04	101.97	57.39	57.83
	29	36.75	0.03	0.00	0.00	36.43	0.62	28.08	0.00	0.02	101.94	57.44	57.87
	30	37.55	0.02	0.06	0.00	31.03	0.49	32.48	0.06	0.05	101.73	64.65	65.10
	31	37.72	0.03	0.01	0.02	31.19	0.49	32.21	0.01	0.05	101.72	64.39	64.79
	32	37.43	0.03	0.02	0.00	31.34	0.51	32.03	0.02	0.06	101.45	64.11	64.56
	33	37.43	0.02	0.00	0.00	31.96	0.50	31.57	0.00	0.06	101.53	63.37	63.77
D ₄ -19	34	37.94	0.04	0.00	0.01	27.59	0.60	33.78	0.17	0.04	100.16	67.90	68.57
	35	37.93	0.04	0.00	0.03	28.06	0.55	33.60	0.18	0.05	100.44	67.45	68.09
	36	37.57	0.04	0.00	0.00	28.91	0.53	32.90	0.08	0.05	100.08	66.45	66.97
	37	37.92	0.05	0.00	0.00	27.82	0.55	33.99	0.12	0.03	100.48	67.96	68.53
	38	37.43	0.04	0.01	0.00	29.17	0.57	32.03	0.10	0.03	99.38	65.62	66.17
	39	37.39	0.05	0.00	0.00	29.45	0.63	32.02	0.07	0.02	99.64	65.39	65.96
	40	38.19	0.03	0.00	0.00	28.40	0.58	33.39	0.15	0.03	100.78	67.07	67.69
U ₁₋₂	41	35.10	0.01	0.02	0.01	36.21	0.77	27.96	0.07	0.02	100.17	57.32	57.91
	42	35.16	0.01	0.00	0.02	36.76	0.75	27.79	0.10	0.02	100.61	56.80	57.40
	43	35.50	0.00	0.00	0.00	35.86	0.63	28.32	0.11	0.02	100.44	57.92	58.46
	44	35.05	0.00	0.00	0.02	35.63	0.69	27.83	0.10	0.02	99.34	57.62	58.19
	45	35.43	0.00	0.00	0.00	34.45	0.69	28.69	0.13	0.02	99.41	59.13	59.74

Примечание: 1432 соответствует составу породы обр. 1433, D₄-19 – D₄-15 и U₁₋₂ – D₁-54.

[Note: 1432 correspond to rock composition of sample 1433, D₄-19 to D₄-15 and U₁₋₂ to D₁-54.]

но соотношения Ca с Mg# в оливинах из богатых и бедных плагиоклазом пород различаются (рис. 4d): в первых содержания Ca прямо коррелируют с Mg# (R^2

= 0.4–0.9), тогда как во вторых рост содержания Ca не коррелирует с Mg# ($R^2 < 0.1$). Содержание MnO в оливинах худолазовского комплекса в целом коррелирует

с содержанием FeO. На диаграмме Mg#–MnO (рис. 4е) ясно выявляются указанные выше группы и подгруппы оливинов по соотношению Fo/Fa. Наиболее магнезиальные оливины характеризуются низким содержанием MnO (0.17–0.47 %), более железистые – высоким содержанием MnO (0.46–0.77 %). Отношение Fe/Mn в изучаемых оливинах варьирует в диапазоне 41–88 (рис. 4f), среднее 61. Самые высокие величины Fe/Mn (63–88) – в оливинах массива Малютка, самые низкие – в оливинах массивов Лира

(46–55) и Восточный Бускун (47–57). В высокомагнезиальных оливинах Северо-Бускунской интрузии в отличие от других массивов отмечается четкая положительная корреляция между Mg# и величиной Fe/Mn ($R^2 = 0.8$).

По содержанию Ni две геохимические группы оливинов резко различаются – высокомагнезиальные оливины первой группы в 3–4 раза богаче никелем (0.11–0.13 мас. % в среднем), чем низкомагнезиальные оливины второй группы (0.03–0.04 мас. %).

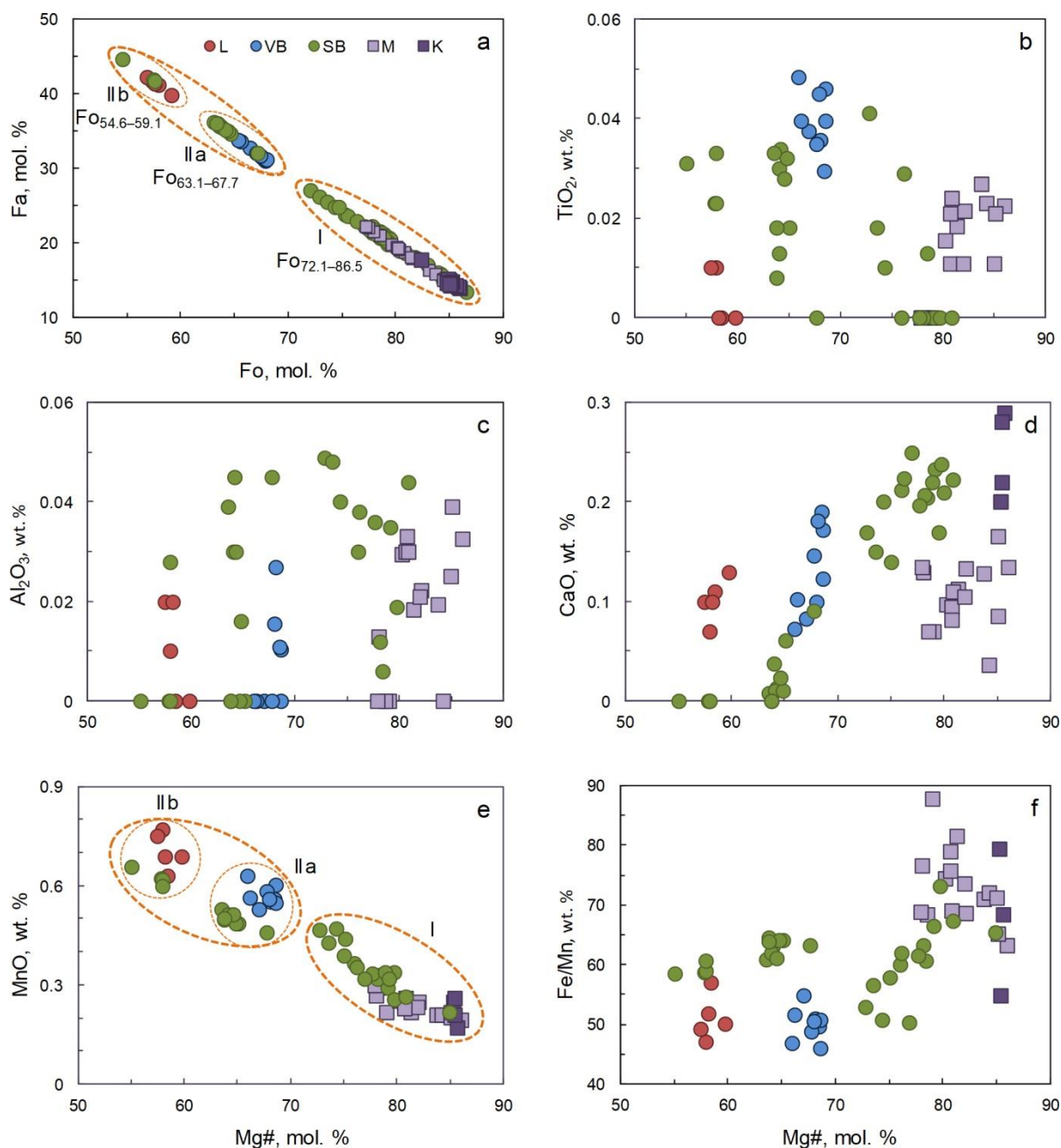


Рис. 4. Вариации химических индексов и элементов в оливинах худолазовского комплекса. *Примечание:* L = Лира, VB = Восточный Бускун, SB = Северный Бускун, М = Малютка, К = Кусеево-3; для массива Кусеево-3 представлены только ЭДС-анализы с содержаниями примесей выше предела обнаружения; $Mg\# = 100 \times Mg_{mol}/(Mg+Fe^{2+})_{mol}$.

[Fig. 4. Variations of chemical indexes and elements in olivines of Khudolaz Complex. *Note:* L = Lira, VB = Vostochniy Buskun, SB = Severny Buskun, M = Malyutka, K = Kuseevo-3; only EDS-analyzes were presented for Kuseevo-3 intrusion with contents above detection limit; $Mg\# = 100 \times Mg_{mol}/(Mg+Fe^{2+})_{mol}$.]

Моделирование состава оливина

Зависимость состава оливина от Mg# расплава позволяет смоделировать оливин, находящийся в равновесии с определённым составом породы [4]. Коэффициенты распределения Mg и Fe²⁺ между оливином и расплавом варьируют в зависимости от состава расплава и температуры, но при этом обменный коэффициент распределения $K_{Fe/Mg}^{D_{Ol/melt}}$ в течение кристаллизации оливина остаётся постоянным (~0.3) [3, 4]. Зависимость малых элементов (Ca, Sc, Mn, Co, Ni, Yb) от содержания Mg позволяет также воспроизводить их концентрации в модельном оливине [5].

В текущем исследовании моделирование состава оливина, равновесного с текущим составом породы, включало лишь воспроизведение содержаний Mg# и Ni, количество MgO, FeO, SiO₂ тоже вычислено, но не использовалось при интерпретации. Многочисленные исследования показывают, что при реконструкции процессов петрогенезиса наиболее эффективно соотношение Mg#–Ni или Fo–Ni в оливине [1, 3–5, 6, 8]. Величина $K_{Fe/Mg}^{D_{Ol/melt}}$ рассчитана по формуле [14]:

$$K_{Fe/Mg}^{D_{Ol/melt}} = 0.27 + 0.03(NMgO^{melt} + 0.33NFeO^{melt}) \quad (1),$$

где N – молярное содержание каждого компонента.

Количество FeO во всех пробах рассчитано исходя из величины отношения Fe³⁺/Fe²⁺ ~0.1, определённое при помощи силикатного анализа некоторых проб

свежих габброидов массивов Лира и Северный Бускун. В пробах, богатых сульфидами (1433 и 3485), перед расчётом модельного оливина из валового состава породы были вычтены модельные составы сульфида (в частности, снижены концентрации Fe и Ni) согласно методике, основанной на расчёте сульфида по валовому содержанию S и «чистых» составов пирротина, халькопирита и пентландита [12]. Для расчёта $D_{Ni}^{Ol/melt}$ использовалась формула [1]:

$$D_{Ni}^{Ol/melt} = 124.13(1/MgO_{wt. \%}) - 0.897 \quad (2).$$

В табл. 2 представлены составы проб, использованных для моделирования, в которых были получены микронзондовые анализы оливина. Результаты моделирования показали, что ни в одной из пяти проб модельный оливин не соответствует реальному (рис. 5а–е). Во всех пробах реальный оливин оказался существенно менее магнезиальным, чем это ожидалось исходя из магнезиальности проб. Наибольшая разница в магнезиальности модельного и реального оливина наблюдается в пробах габбро с интерстициальным оливином (D₁-54). Также не сходятся уровни концентраций Ni в реальном и модельном оливине. Для высокомагнезиальных пород (Mg#=69–75) модельный оливин беднее Ni в сравнении с реальным, а для низкомагнезиальных пород – наоборот.

Табл. 2. Химический состав проб, для которых вычислен модельный оливин
[Table 2. Chemical composition of samples for which the model olivine was calculated]

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	NiO	Mg#
3485*	38.06	0.78	5.08	15.56	0.23	24.00	3.42	0.45	0.22	0.26	0.043	75
1433*	41.65	0.59	13.67	11.72	0.15	13.94	8.60	1.25	0.26	0.26	0.012	69
1395	47.00	0.50	20.00	8.50	0.20	8.60	9.37	3.00	1.00	0.18	0.004	59
D ₄ -15	47.30	1.12	20.79	7.90	0.12	7.30	9.18	4.54	0.43	0.22	0.005	61
D ₁ -54	54.00	0.90	19.00	6.95	0.12	5.60	7.95	3.24	0.45	0.48	0.003	57

*В пробах 3485 и 1433 вычтено сульфидное Fe и Ni.

[*Sulphide Fe and Ni were subtracted in samples 3485 and 1433.]

Обсуждение результатов

Результаты проведённых исследований показывают, что каждый массив имеет свою специфику формирования. Составы изучаемых пород отражают различную степень дифференциации исходного расплава. В одних массивах имеются все признаки того, что оливин является кумулюсным минералом, в других – интеркумулюсным. Причём в одном и том же массиве могут встречаться две разные генерации оливина (Северный Бускун). Температура кристаллизации оливина из массива Малютка оценена по оливин–шпинелевому геотермометру в 1074–1118 °C [15]. В оливинах из других проб включения шпинели не были обнаружены, и потому эмпирическая термометрия не могла быть применена.

Магнезиальность оливина напрямую связана с магнезиальностью расплава [3]. Содержание Ni в оливине связывают с глубиной и температурой выплав-

ления магмы [9], но глобально оно напрямую зависит от содержания MgO в расплаве [3–5]. Коэффициент распределения Ni в оливине практически не зависит от его исходной концентрации в расплаве [1], поэтому применение диаграммы Mg#–Ni для природных оливинов помогает определить как минимум магнезиальность расплава, из которого кристаллизовался оливин (или с которым находился в равновесии). В целом моделирование состава оливина помогает оценить содержания MgO, FeO, Ni и некоторых других элементов в исходном расплаве.

Результаты моделирования состава оливина, который мог находиться в равновесии с текущим составом пробы как теоретическим составом расплава, показали резкое несоответствие модельного и реального оливина. На всех диаграммах модельный оливин оказался более магнезиальным (рис. 5а–е). На примере проб 3485 и 1433 можно допустить, что изучаемый

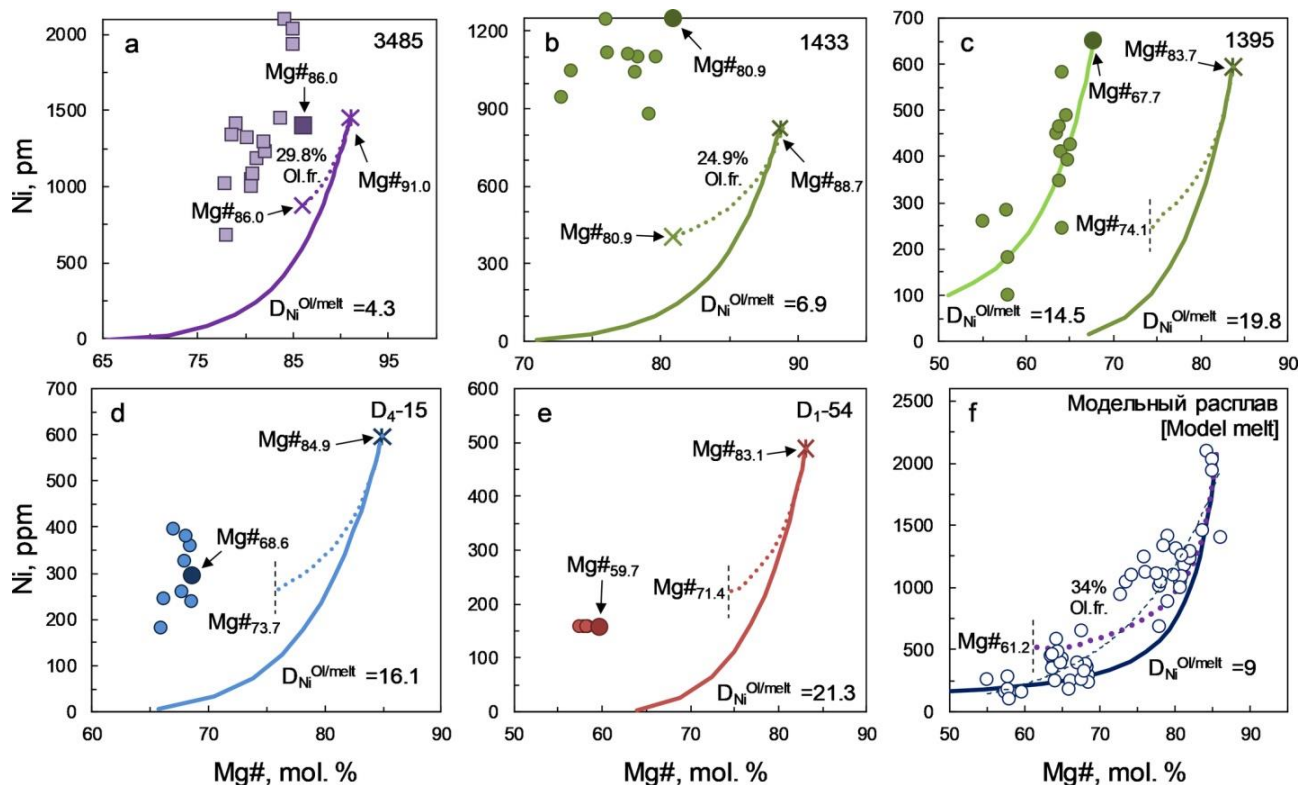


Рис. 5. Диаграммы Mg#–Ni для реальных и модельных оливинов разных проб худолазовского комплекса. *Примечание:* сплошная линия – тренд равновесной кристаллизации, пунктирная линия – тренд фракционной кристаллизации (Ol.fr. – степень фракционирования оливина в мас. %).

[Fig. 5. Mg#–Ni plots for real and model olivines for different samples of Khudolaz Complex. *Note:* the solid line is the trend of equilibrium crystallization, the dotted line is the trend of fractional crystallization (Ol.fr. is the degree of fractionation of olivine in wt. %).]

оливин мог образоваться после существенного фракционирования оливина на пути миграции расплава (рис. 5а, б). Расчёты показали, чтобы получить величину магнезиальности модельного оливина, соответствующей магнезиальности реального оливина, на примере пробы 3485 требуется фракционирование 29.8 мас. % оливина, на примере пробы 1433 – 24.9 мас. % оливина. При этом концентрации Ni падают до значений, ниже реально измеренных, что может быть связано с более высоким содержанием Ni в исходном расплаве, чем это рассчитано для пробы после вычета сульфидного Ni. В пробах низкомагнезиальных пород (1395, D₄-15 и D₁-54) даже фракционирование не может обеспечить реальную магнезиальность оливинов, поскольку ещё до достижения искомого величин магнезиальности в расплаве полностью истрачивается либо MgO, либо чаще всего Ni (рис. 5с–е). Это может быть связано с двумя причинами: 1) диффузией Ni, 2) меньшим значением $D_{Ni}^{Ol/melt}$, чем это рассчитано по формуле (2). Отметим, что для многих реальных составов оливина характерно то, что самый магнезиальный оливин не является самым никелистым. Этот факт свидетельствует о диффузии Ni из или в интеркумулясную жидкость в интрузивной камере. К примеру, в крупных зёрнах оливина из массива Малютка, как было указано выше, выявлены сильные вариации по содержаниям FeO и NiO, достигающие 50 отн. %. Тот факт, что в пробах D₄-15 и D₁-54 реальный оли-

вин существенно беднее Ni, чем модельный оливин, свидетельствует о накоплении Ni в более ранних минералах, например, титаномагнетите, поскольку сульфидов в этих породах практически нет.

В оливинах пробы 1395 самый магнезиальный оливин является самым никелистым и в целом распределение точек отвечает экспоненциальному тренду (рис. 5с). Для этих составов оливина методом подбора значений был найден состав расплава, из которого могли кристаллизоваться наблюдаемые оливины. Этот расплав должен был обладать Mg#=37, содержание MgO 5.8 мас. %, FeO – 17.8 мас. %, Ni 45 г/т, $D_{Ni}^{Ol/melt} = 14.5$. Такой состав расплава должен был получиться либо после фракционирования существенного количества раннего высокомагнезиального оливина (возможно и магнезиального пироксена), либо при добавлении в систему FeO, что объяснить очень сложно.

Имеющийся массив данных по составам оливина худолазовского комплекса, характеризующий их широкие вариации, диктует необходимость объяснения причин этих вариаций. Одной из главных причин разнообразия составов оливина является фракционирование раннего высокомагнезиального оливина при подъёме магмы в верхние горизонты земной коры [3–5]. Ещё одной важной причиной является смешение расплавов или контаминация исходного расплава коровым материалом [6, 16, 17], но в нашем случае мы

не имеем явных признаков контаминации [12]. При попадании кристаллов оливина в неравновесные условия нередко происходит его диффузионное перераспределение [9, 18]. На рис. 5f сопоставлены составы реальных оливинов с трендами равновесной и фракционной кристаллизации оливина из расплава, состав которого был подобран таким образом, чтобы максимально близко соответствовать тренду составов реальных оливинов: MgO 11.50 мас. %, FeO 12.42 мас. %, Mg# = 62, Ni 233 г/т. Тренд фракционирования оливина на отметке 34 % останавливается из-за расходования MgO в расплаве и не до конца перекрывает составы реальных оливинов. Тренд равновесной кристаллизации модельного оливина пересекает составы наиболее и наименее магнезиального оливина худолазовского комплекса, но имеет больший изгиб, чем тренд составов реальных оливинов. Известно, что экспоненциальная зависимость между Mg# и Ni в оливинах свидетельствует о фракционировании оливина без фракционирования клинопироксена [4]. В нашем случае можно предположить, что меньший изгиб тренда изучаемых оливинов связан с дополнительным фракционированием клинопироксена.

Ранее нами с использованием программы Comagmat 3.57 методом подбора был найден состав модельного расплава (MgO 20 мас. %, FeO 9 мас. %, Mg# = 80, Ni 500 г/т), удовлетворительно воспроизводящий реальные составы ряда породообразующих минералов [13]. Текущие исследования показывают, что такой состав расплава совершенно не удовлетворяет реальным составам оливинов, поскольку он воспроизводит ликвидусный оливин с Mg# = 93.3 и Ni 4500 г/т. Новые полученные данные о составе исходного расплава лучше соответствуют и наблюдаемым соотношениям между ультраосновными, основными и средними породами худолазовского комплекса (5:82:12) [22].

Диапазон отношений Fe/Mn = 41–88 в изучаемых оливинах в целом согласуется с перидотитовым источником исходного расплава худолазовского комплекса [2].

Выводы

1. В породах худолазовского дифференцированно-го комплекса выявлены две генерации оливина: 1) идиоморфные и субидиоморфные изометричные и слабо вытянутые (кумулус); 2) идиоморфные и ксеноморфные порфиroidные, а также ксеноморфные интерстициальные (интеркумулус).

2. По соотношению Fo/Fa в оливинах выделены две группы составов: более высокомагнезиальные Fo (>70), характерные оливинам первого морфологического типа, и низкомагнезиальные Fo (<70), соответствующие оливинам второго и третьего морфологических типов.

3. Моделирование показало, что имеющийся диапазон вариаций составов оливина (Fo_{86.5}–Fo_{54.6} mol. %, Ni 2100–100 г/т) может быть связан с эволюцией расплава, обладающего следующими характеристиками: MgO 11.50 мас. %, FeO 12.42 мас. %, Mg# = 62, Ni 233 г/т. В качестве основных механизмов эволюции исходного

расплава предполагаются фракционирование оливина и диффузия Ni из интеркумулусной жидкости.

Благодарности. Автор выражает благодарность К. М. Невцетаевой за помощь при расчётах модельных составов оливина.

Конфликт интересов: Автор декларирует отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Hart S.R., Davis K.E. Nickel partitioning between olivine and silicate melt // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. Vol. 40. P. 203–219.
- Herzberg C. Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins // *Journal of Petrology*. 2011. Vol. 52. I. 1. P. 113–146.
- Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1970. Vol. 29. P. 275–289.
- Sato H. Nickel Content of Basaltic Magmas – Identification of Primary Magmas and a Measure of Degree of Olivine Fractionation // *Lithos*. 1977. Vol. 10. I. 2. P. 113–120.
- Beattie P., Ford C., Russell D. Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. Vol. 109. P. 212–224.
- Wang Z., Gaetani G. A. Partitioning of Ni between olivine and siliceous eclogite partial melt: experimental constraints on the mantle source of Hawaiian basalts // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2008. Vol. 156. P. 661–678.
- Takahashi E., Uto K., Schilling J.G. Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid-Atlantic Ridge 29N to 73N. Technical Reports Institute for Study of the Earth's Interior Okayama University. 1987. Series A 9. P. 1–14.
- Sági T., Harangi S., Ntaflos T. Modeling of Olivine and Clinopyroxene Fractionation in Intracontinental Alkaline Basalts: A Case Study from the Carpathian-Pannonian Region // *Updates in Volcanology – Transdisciplinary Nature of Volcano Science*, Károly Németh, Intech Open, 2021, 74445.
- Kendra L. J., Thomas S., Michael G. O. Nickel variability in Hawaiian olivine: Evaluating the relative contributions from mantle and crustal processes // *American Mineralogist*. 2017. Vol. 102. No. 3. P. 507–518.
- Бучковский Э. С., Перминов Г. М., Крестинин Б. А., Караваев И. Н., Петров Ю. Н. Оценка никеленосности основных интрузий Худолазовского комплекса. Отчёт по объекту «Худолазовская синклиналь. Поиски масштаба 1:50 000 сульфидных медно-никелевых руд» в 8 т. Уфа: ГосгеолФонд, 1974. Т.1. 240 с.
- Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration // *Ore Geology Reviews*. 2021. Vol. 138. 104411.
- Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 181 с.
- Takahashi E. Origin of basaltic magmas—Implications from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model // *Bull. Volcanol. Soc. Jpn., 2nd Ser.* 1986. Vol. 30. P. 17–40. (in Japanese with English abstract)

15. Рахимов И.Р. Минералогия и главные аспекты петрологии массива Малютка худолазовского комплекса (Южный Урал) // *Вестник геонаук*. 2020. № 1. С. 8–18.
16. Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggemann G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial Melting and Assimilation of Dolomitic Xenoliths by Mafic Magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia) // *Journal of Petrology*. 2002. Vol. 43. I. 11. P. 2049–2074.

17. Antonicelli M., Tribuzio R., Liu T., Wu F.-Y. Contaminating melt flow in magmatic peridotites from the lower continental crust (Rocca d'Argimonia sequence, Ivrea–Verbano Zone) // *European Journal of Mineralogy*. 2020. Vol. 32. P. 587–612.
18. Gordeychik B., Churikova T., Shea T., Kronz A., Simakin A., Wörner G. Fo and Ni Relations in Olivine Differentiate between Crystallization and Diffusion Trends // *Journal of Petrology*. 2020. Vol. 61. I. 9. ega083.

PETROLOGY, VOLCANOLOGY, GEOCHEMISTRY

UDC 552.111

ISSN 1609-0691

DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2022.2/9276>

Received: 04.04.2022

Accepted: 01.06.2022

Published online: 22.06.2022

Olivine in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: conditions of crystallization and petrological implication

©2022 I. R. Rakhimov✉

*Institute of Geology UFRS RAS,
16/2 K. Marx ul., Ufa, 450077, Russian Federation*

Abstract

Introduction: Olivine is one of the main minerals of ultramafic-mafic rocks and an important indicator of petrogenesis. The composition of olivine is largely determined by the ratio of Mg and Fe²⁺ in the parental magma, which makes it possible to simulate the equilibrium composition of olivine in the current composition of the rock. In this study, olivine from the rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals was studied in order to model the composition of the parental melt.

Methods: Olivine grains were studied in outcrop and core samples using optical and electron microscopy. The composition of olivine was determined using X-ray spectral microanalysis (by EDS and WDS detectors). The olivine modelling was carried out using Microsoft Excel.

Results and discussion: Two generations of olivine have been identified: 1) euhedral isometric crystals in schriesheimites and olivine gabbro; 2) idiomorphic and xenomorphic porphyry-like grains, as well as xenomorphic interstitial grains in gabbrodolerites. A sharp discrepancy between the compositions of real and model olivine indicated the fractionation of high-magnesian olivine (30% and higher) along the melt migration path and diffusion rebalancing of olivine under non-equilibrium conditions.

Conclusions: Variations in the compositions of the studied olivines were consistent with the evolution of a moderately magnesian melt (MgO 11.50 wt. %, FeO 12.42 wt. %, Mg#=62, Ni 233 ppm). The source of the parental melt for the Khudolaz Complex could be the peridotite mantle.

Keywords: Khudolaz Complex, olivine, melt, fractionation, modelling

Funding: The work was carried out in accordance with the state assignment of the Institute of Geology UFRS RAS No. FMRS-2022-0012.

Acknowledgments: The author is grateful to K.M. Netsvetaeva for help in calculating the model compositions of olivine.



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Ildar R. Rakhimov, e-mail: rigel92@mail.ru

For citation: Rakhimov I. R. Olivine in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: conditions of crystallization and petrological implication. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2022, no. 2, pp. 19–31. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2022.2/9276>

Conflict of interests: The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.

REFERENCES

1. Hart S.R., Davis K.E. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letter*, 1978, vol. 40, pp. 203–219.
2. Herzberg C. Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins. *Journal of Petrology*, 2011, vol. 52, I. 1, pp. 113–146.
3. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1970, vol. 29, pp. 275–289.
4. Sato H. Nickel Content of Basaltic Magmas – Identification of Primary Magmas and a Measure of Degree of Olivine Fractionation. *Lithos*, 1977, vol. 10, I. 2, pp. 113–120.
5. Beattie P., Ford C., Russell D. Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1991, vol. 109, pp. 212–224.
6. Wang Z., Gaetani G.A. Partitioning of Ni between olivine and siliceous eclogite partial melt: experimental constraints on the mantle source of Hawaiian basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 2008, vol. 156, pp. 661–678.
7. Takahashi E., Uto K., Schilling J.G. Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid-Atlantic Ridge 29N to 73N. Technical Reports Institute for Study of the Earth's Interior Okayama University. 1987. Series A 9, pp. 1–14.
8. Sági T., Harangi S., Ntaflos T. Modeling of Olivine and Clinopyroxene Fractionation in Intracontinental Alkaline Basalts: A Case Study from the Carpathian-Pannonian Region. Updates in Volcanology – Transdisciplinary Nature of Volcano Science, Károly Németh, Intech Open, 2021, 74445.
9. Kendra L.J., Thomas S., Michael G.O. Nickel variability in Hawaiian olivine: Evaluating the relative contributions from mantle and crustal processes. *American Mineralogist*, 2017, vol. 102, no. 3, pp. 507–518.
10. Buchkovskiy E.S., Perminov G.M., Krestinin B.A., Karavaev I.N., Petrov Yu.N. *Otsenka nikelenosnosti osnovnykh intruziy Khudolazovskogo kompleksa* [The values of basic intrusions of Khudolaz complex to nickel content. Report on object “Khudolaz synclinal. Searches of copper-nickel sulfide ores by scale 1:50 000” in 2 v.]. Ufa: GosGeolPhond, 1974, vol.1, 240 p. (in Russ.)
11. Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. *Magmatizm i orudnenie zony ranney konsolidatsii Magnitogorskoy evgeosinklinali* [Magmatism and mineralization of the Magnitogorsk eugeosynclinal earlier consolidation zone]. Ufa: BB AS USSR, 1984. 112 p. (in Russ.)
12. Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geology Reviews*, 2021, vol. 138, 104411.
13. Rakhimov I.R. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost pozdne-devonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala. Diss. cand. geol.-min. nauk* [Geology, petrology and ore-mineralization of Late Devonian–Carbon intrusive magmatism of the Western Magnitogorsk zone of the Southern Urals. PhD geol. and min. sci. diss.]. Ufa, 2017. 181 p. (in Russ.)
14. Takahashi E. Origin of basaltic magmas—Implications from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn., 2nd Ser.*, 1986, vol. 30, pp. 17–40. (in Japanese with English abstract)
15. Rakhimov I.R. *Mineralogiya i glavnye aspekty petrologii massiva Malyutka khudolazovskogo kompleksa (Yuznyi Ural)* [Mineralogy and main petrology aspects of Malyutka massif of the Khudolaz complex (Southern Urals)]. *Vestnik geonauk – Vestnik of Geoscience*, 2020, vol. 301, no. 1, pp. 8–18. (in Russian with English abstract)
16. Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggemann G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial Melting and Assimilation of Dolomitic Xenoliths by Mafic Magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia). *Journal of Petrology*, 2002, vol. 43, I. 11, pp. 2049–2074.
17. Antonicelli M., Tribuzio R., Liu T., Wu F.-Y. Contaminating melt flow in magmatic peridotites from the lower continental crust (Rocca d'Argimonia sequence, Ivrea–Verbano Zone). *European Journal of Mineralogy*, 2020, vol. 32, pp. 587–612.
18. Gordeychik B., Churikova T., Shea T., Kronz A., Simakin A., Wörner G. Fo and Ni Relations in Olivine Differentiate between Crystallization and Diffusion Trends. *Journal of Petrology*, 2020, vol. 61, I. 9, ega083.

Рахимов Ильдар Рашитович – к.г.-м.н. с.н.с., Институт геологии – обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Уфа, Российская Федерация; e-mail: rigel92@mail.ru, ORCID <http://orcid.org/0000-0003-0020-6634>
Автор прочитал и одобрил окончательный вариант рукописи.

Ildar R. Rakhimov – PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher: Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russian Federation; e-mail.: rigel92@mail.ru, ORCID <http://orcid.org/0000-0003-0020-6634>

Author have read and approved the final manuscript.