

ГИПЕРМАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ОЛИВИН В РАССЛОЕННЫХ МАССИВАХ МОНЧЕПЛУТОН (Fo_{96}) И ПАДОС-ТУНДРА (Fo_{93}) (Кольский полуостров)

А.Ю. Барков¹, Р.Ф. Мартин², А.Э. Изох³, А.А. Никифоров¹, В.Н. Королюк³

¹ Череповецкий государственный университет, 162600, Череповец, просп. Луначарского, 5, Россия

² Department of Earth and Planetary Sciences, McGill University,
3450 University Street, Montreal, Quebec H3A 0E8, Canada

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Рассматриваются вариации составов оливина и хромшпинелидов в расслоенных массивах Мончеплутон и Падос-Тундра, которые содержат значительное хромититовое оруденение. Парагенетическая ассоциация чрезвычайно высокомагнезиальных фаз [Fo_{96} + авгит ($Mg\# = 94$) + магнезиохромит, Mcr ($Mg\# \approx 65$); $Mg\# = 100 \cdot [Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn)]$] установлена в минерализованном дуните (до 25—30 об. % Mcr) в Сопчеозерском хромитовом месторождении массива Мончеплутон, Кольский полуостров. Ассоциирующий оливин вмещающего дунитового блока показывает нормальные значения максимальной магнезиальности, согласующиеся с вариациями кумулузного оливина в целом в расслоенных интрузиях ($Fo_{\leq 91-92}$). Фаза Fo_{96} из Сопчеозерского месторождения представляет собой наиболее примитивный состав оливина, когда-либо сообщенный из расслоенной интрузии. Идиоморфные кристаллы Mcr в этом парагенезисе не имеют зональности; они однородны и не испытали субсолидусных модификаций или трансформаций.

В дунитовом блоке расслоенного массива Падос-Тундра состав оливина достигает Fo_{93} в минерализованном дуните (до 20—25 об. % магнезиального хромита). Это значение $Mg\#$ заметно превышает величины в ряду составов ($Fo_{85.5-90.6}$), установленных в зернах оливина в породах серии оливиновый ортопироксенит-гарцбургит-дунит в пределах всего массива.

Оливин и хромшпинелид ведут себя когерентно в кумулатах обоих массивов, с положительной ковариацией между $Mg\#$ и содержанием Ni в оливине ($R = 0.75$; $n = 160$) и положительной корреляцией в значениях $Mg\#$ сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида ($R = 0.8$; $n = 150$), что доказывает достижение ими равновесия в процессе магматической кристаллизации. Представляется весьма маловероятным, что субсолидусная реакция между оливином и хромшпинелидом или процессы низкотемпературного изменения оливина обусловили чрезвычайное обогащение Mg , наблюдаемое не только в оливине (Fo_{96}), но и во всех ассоциирующих с ним фазах в массиве Мончеплутон. Необычайно высокие степени обогащения Mg связываются с повышенными значениями f_{O_2} и прогрессивным увеличением уровня окисления при кристаллизации ассоциации оливин (+ высокомагнезиальный авгит) — хромшпинелид из коматитовой магмы. Значительное снижение содержаний Fe^{2+} в рудно-магматической системе, обогащенной хромшпинелидами, вероятно, обусловило наблюдаемое увеличение значений $Mg\#$ (до Fo_{96}) относительно обычных максимальных значений в расслоенных интрузиях ($Fo_{\leq 91-92}$).

Гипермагнезиальный оливин, высокомагнезиальная ассоциация, коматитовая магма, ультрамафит-мафитовые комплексы, расслоенные интрузии, массив Мончеплутон, массив Падос-Тундра, Кольский полуостров

ULTRAMAGNESIAN OLIVINE IN THE MONCHEPLUTON (Fo_{96}) AND PADOS-TUNDRA (Fo_{93}) LAYERED INTRUSIONS (Kola Peninsula)

A.Y. Barkov, R.F. Martin, A.E. Izokh, A.A. Nikiforov, V.N. Korolyuk

The paper focuses on compositional variations of olivine and chromian spinel in the Monchepluton and Pados-Tundra layered intrusions, which host significant chromitite mineralization. Ore-bearing dunite (with up to 25–30 vol.% Mcr) in the Sopcheozerskoe chromite deposit from the Monchepluton complex, Kola Peninsula, Russia, bears an assemblage of phases with exceptionally high magnesium contents: Fo_{96} + augite ($Mg\# = 94$) + magnesiochromite, Mcr ($Mg\# \approx 65$); $Mg\# = 100 \cdot [Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)]$. However, olivine in the host dunite has normal maximum values of $Mg\#$ comparable to those in cumulus olivine from layered intrusions worldwide ($Fo_{\leq 91-92}$). The Fo_{96} phase in the Sopcheozerskoe deposit shows the most primitive composition ever reported from any layered intrusion. Magnesiochromite occurs as unzoned homogeneous euhedral crystals unaffected by subsolidus exchange or metasomatic effects. Olivine in ore-bearing dunite (20–25 vol. % magnesian chromite) from the Pados-Tundra complex attains Fo_{93} , with the $Mg\#$ value notably higher than the range ($Fo_{85.5-90.6}$) in olivine from orthopyroxenite, harzburgite, and dunite within the intrusion. Olivine and chromian spinel in the two

complexes behave coherently, with covarying patterns of Mg# and Ni contents in olivine at $R = 0.75$ ($n = 160$) and positive correlation between Mg# in coexisting chromian spinel and olivine grains at $R = 0.8$ ($n = 150$). This behavior indicates that the two phases attained equilibrium during crystallization. It appears unlikely that the extremely high Mg enrichment in olivine (Fo_{96}), as well as in all associated phases of the Monchepluton complex, would result from a subsolidus reaction between olivine and chromian spinel or low-temperature alteration of olivine. We suggest a more realistic explanation that the olivine (+ high-Mg augite)–chromian spinel assemblage crystallized from komatiitic magma under the conditions of progressively increasing oxygen fugacity (f_{O_2}). The high Mg# in the MCr-chromite-enriched system, above the maximum values common in cumulus olivine from layered intrusions (up to Fo_{96} against Fo_{91-92}), may be caused by shortage of ferrous iron.

Ultramagnesian olivine, high-magnesium mineral assemblage, komatiitic magma, ultramafic–mafic complexes, layered intrusions, Monchepluton complex, Pados-Tundra complex, Kola Peninsula

ВВЕДЕНИЕ

Необычайно высокомагнезиальные составы оливина определены нами в ультрамафитовых кумулатах палеопротерозойских расслоенных интрузий Кольского полуострова: Fo_{96} в дунит-перидотит-ортопироксенит-габброноритовом массиве Мончеплутон и Fo_{93} в дунит-гарцбургит-ортопироксенитовом массиве Падос-Тундра. Как известно, магнезиальность оливина в толеитовых базальтах ограничивается значением 88 мол. % Fo [Roeder, Emslie, 1970]. Кристаллизация оливина такого состава из базальтовой магмы вполне предсказуема в ряду температур 1150—1300 °C при низких уровнях фугитивности кислорода в соответствии со значением коэффициента $K_D = 0.3$, выражающем распределение Fe и Mg между оливином и магмой [Roeder, Emslie, 1970]. Оливин в перидотитовых ксенолитах верхней мантии и пикритах может быть несколько более магнезиальным: Fo_{90} — $\text{Fo}_{91.5}$ [Frey, Prinz, 1978; Eggins et al., 1998]. Таким образом, составы, превышающие $\text{Fo}_{91.5}$, являются отражением особых обстановок или условий кристаллизации. В частности, в влк. Стромболи (Италия) фенокристы Fo_{96} кристаллизовались в условиях, когда значительная часть железа конвертировалась в трехвалентную форму вследствие дегазации расплава и усилившейся потери водорода системой [Cortés et al., 2006]. Оливин, весьма обогащенный Mg, Ni и достигающий составов Fo_{95} — Fo_{97} , характерен для метасоматизированных проявлений дунита, развитых в контакте подформных хромитов в офиолитовых комплексах [Johan et al., 2017]. Обменные реакции, в ходе которых шпинелевая фаза (или хромшпинелид) теряет Mg в то время как сосуществующий с ней оливин становится более магнезиальным, могут происходить даже при достаточно низких температурах при достижении фазами субсолидусного равновесия [Roeder et al., 1979]. Интересно отметить возможность формирования гипермагнезиальных фаз оливина, превышающих уровень Fo_{96} , под воздействием низкотемпературных процессов [Плечов и др., 2018].

Основной целью нашего исследования является выяснение обстоятельств и причин появления аномально высокомагнезиальных фаз оливина в расслоенных интрузиях Кольского полуострова: Мончеплутон (Мончегорский) и Падос-Тундра. С этой целью мы выполнили довольно масштабное изучение вариаций химических составов в парагенетических ассоциациях сосуществующих фаз оливина, хромшпинелидов и пироксенов по представительным разрезам этих массивов. Мы проводим сопоставление с другими расслоенными интрузиями и ультрамафитами, содержащими зоны рудной (хромитовой и платинометалльной) минерализации и обсуждаем некоторые аспекты петрогенезиса этих крупных хромитоносных массивов Кольского полуострова.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Мафит-ультрамафитовый массив Мончеплутон палеопротерозойского возраста (~2.5 млрд лет) входит в число крупнейших расслоенных интрузий Балтийского (Фенноскандинавского) щита (рис. 1, 2) [Шарков, 2006; Sharkov, Chistyakov, 2012; Шарков, Чистяков, 2014; Чашин, Митрофанов, 2014]. Родственные ему расслоенные интрузии этой возрастной группы (2.4—2.5 млрд лет) также рудоносные [Alapieti et al., 1990], пользуются значительным распространением на территории Кольского полуострова, Карелии и Финляндии (см. рис. 1). Как известно, массив Мончеплутон включает шесть подразделений: гора Ниттис, гора Кумужья, гора Травяная (ниттис-кумужья-травяная серия) субмеридионального простирания и гора Сопча, гора Нюд, гора Поаз (сопча-нюд-поазская серия), простирания субширотного (см. рис. 2). Массив известен своей значительной рудной специализацией с зонами и системами крупных жильных тел сульфидных Cu-Ni руд и сопутствующей минерализацией элементов группы платины (ЭПГ) [Dedeev et al., 2002; Гроховская и др., 2003]. Кроме того, довольно крупное месторождение хромитовых руд, Сопчеозерское, присутствует в дунитовом блоке массива [Чашин и др., 1999].

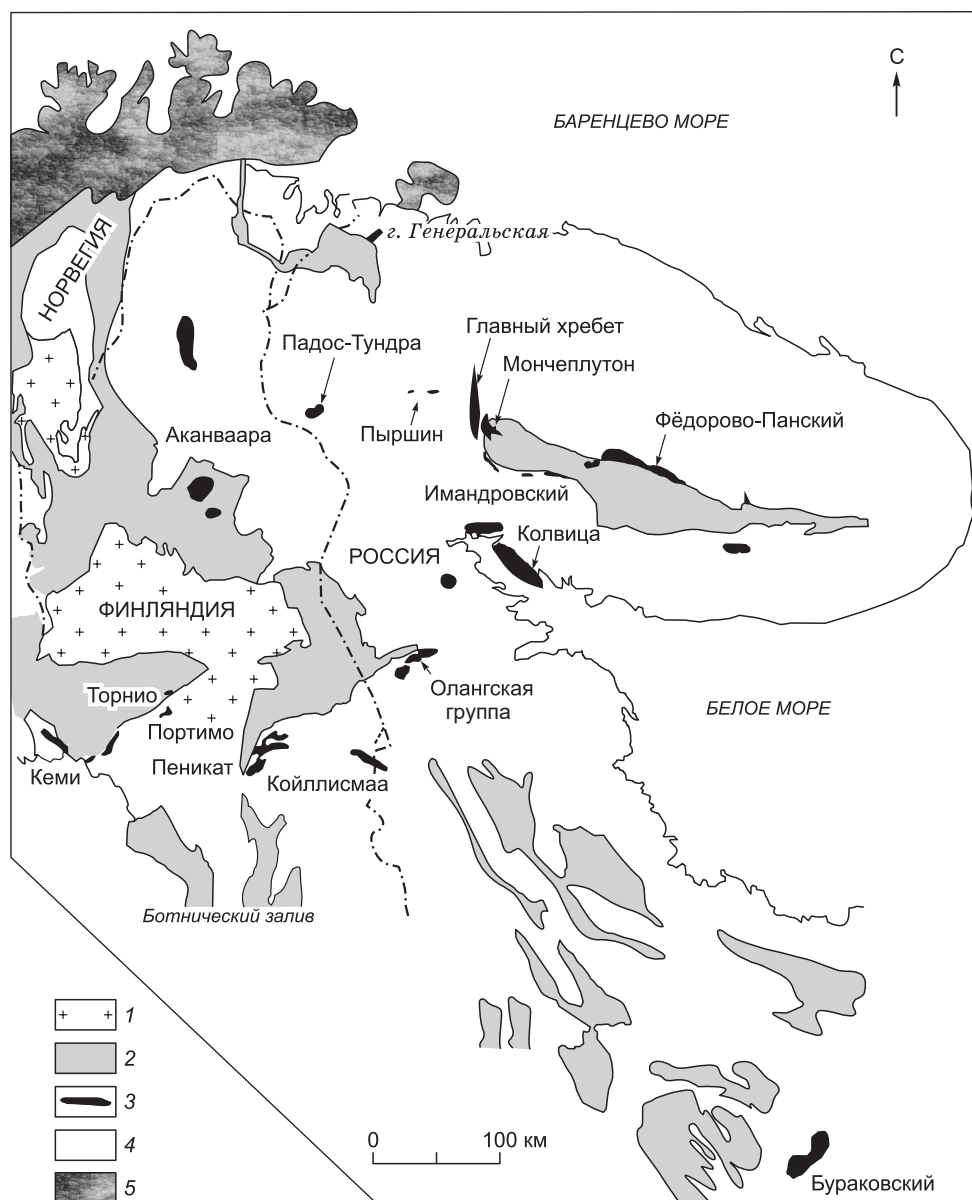


Рис. 1. Схематическая геологическая карта, по [Ваунова et al., 2009] с изменениями, показывающая местоположение массивов Мончеплутон, Падос-Тундра и других расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита.

1 — свекокарельские гранитные породы, 2 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы, 3 — расслоенные массивы, 4 — архейские породы, 5 — каледониды.

Палеопротерозойский ультрамафитовый массив Падос-Тундра (рис. 3) имеет неоднозначно датированный изотопный возраст: ~2.4—2.5 млрд лет (Sm-Nd метод [Серов и др., 2017]) и ~2.1 млрд лет (U-Pb датировка по циркону [Шапкин и др., 2008; Sharkin, Ваунова, 2009]). Массив является наиболее крупным и цельным представителем серпентинитового пояса, объединяющего массивы дунит-гарцбургит-ортопироксенитового состава (например, Чапесвара, Лотмвара и др.) и многочисленные фрагментированные, подвергшиеся динамометаморфизму и в различной степени расланцованные тела и блоки ультрамафитов (гора Карека-Тундра и др.) [Мурашов, 1958; Леонтьева, Белонин, 1964; Виноградов, 1971; Зак, 1980].

В массиве Падос-Тундра установлена скрытая расслоенность и выделена нижняя дунитовая зона (преимущественно оливинные кумулаты) и перекрывающая ее ортопироксенитовая зона (ортопироксен + оливинные кумулаты) [Barkov et al., 2017a]. Хромитовая минерализация развита в дунитовом

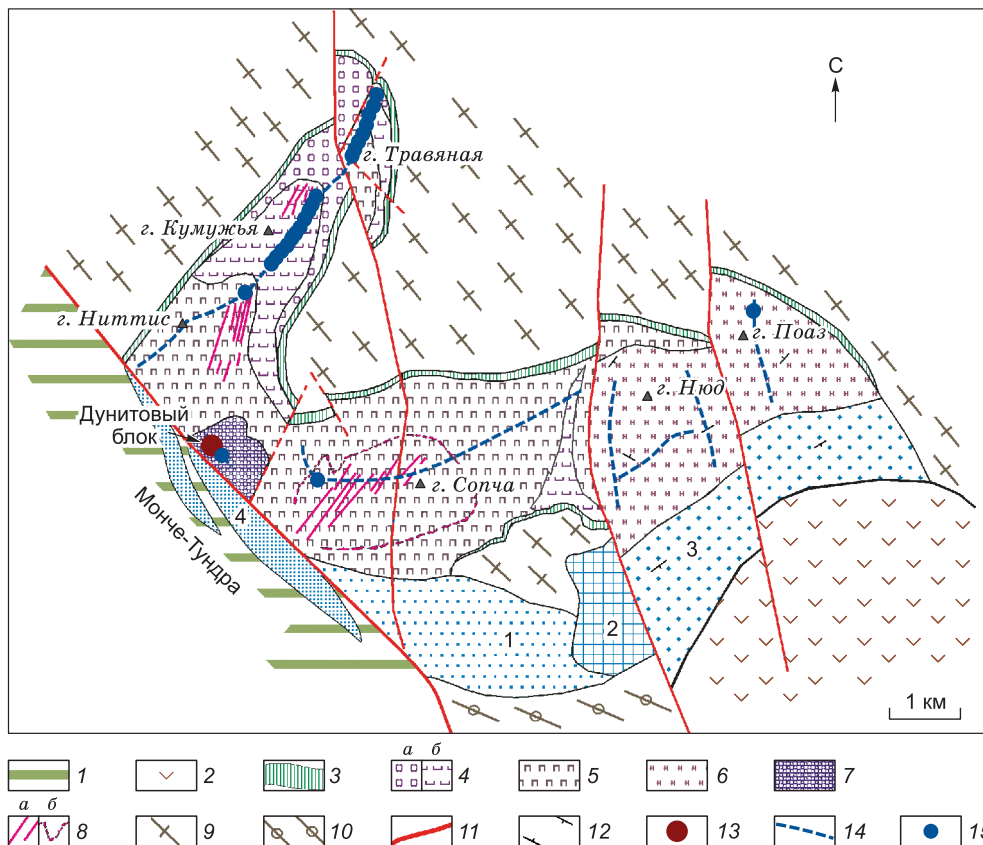


Рис. 2. Схема геологического строения массива Мончеплутон [Шарков, 2006; Sharkov, Chistyakov, 2012] с дополнениями В.В. Кнауфа, Н.С. Гусева.

Массивы: 1 — Южносопчинский, 2 — Морошковского озера, 3 — Вуручайвенч, 4 — южного обрамления гор Ниттис, Кумужья, Травяная. 1 — габронориты и габронорит-анортозиты Мончетундровского массива; 2 — вулканогенно-осадочные комплексы имандра-варзугской серии; 3–8 — образования массива Мончеплутон: 3 — краевая серия с сульфидной медно-никелевой минерализацией («донная залежь»), 4 — чередование $Ol + Orx \pm Chr$, $Orx-Ol$ и $Orx + Ol(+Pl)$ кумулатов (а — свежие, б — измененные), 5 — Orx кумулаты, б — $Pl + Orx \pm Srx$ кумулаты, 7 — кумулаты и образования дунитового блока, 8 — сульфидное $Cu-Ni$ оруденение (а — жилы сплошных сульфидов, б — вкрапленные руды рудного пласта (горизонт 330)) горы Сопча; 9, 10 — образования архейской рамы: 9 — гранулиты гнейсодириты Кольского блока, 10 — риодациты и дациты Имандро-Варзугской зоны; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания; 13 — гипермагнезиальная ассоциация; 14 — основные линии опробования; 15 — образцы оливинсодержащих кумулатов.

блоке восточного фланга интрузии (см. рис. 3) и представлена зонами рассеянно-вкрапленной минерализации, сегрегациями и несколькими слоями стратиформного типа [Мамонтов, Докучаева, 2005]. Нетипичная ассоциация минералов ЭПГ, включающая первое проявление сульфоселенидов рутения и фрамбоидальные выделения нанофаз рутения, обнаружена в хромититах дунитового блока этого массива [Barkov et al., 2017b]. Необычные формы сфероидально-выветрелых поверхностей, отражающие присутствие ойкокристаллов ортопироксена, развиты локально в ультрамафитовых кумулатах обоих магматических комплексов [Barkov et al., 2015, 2016].

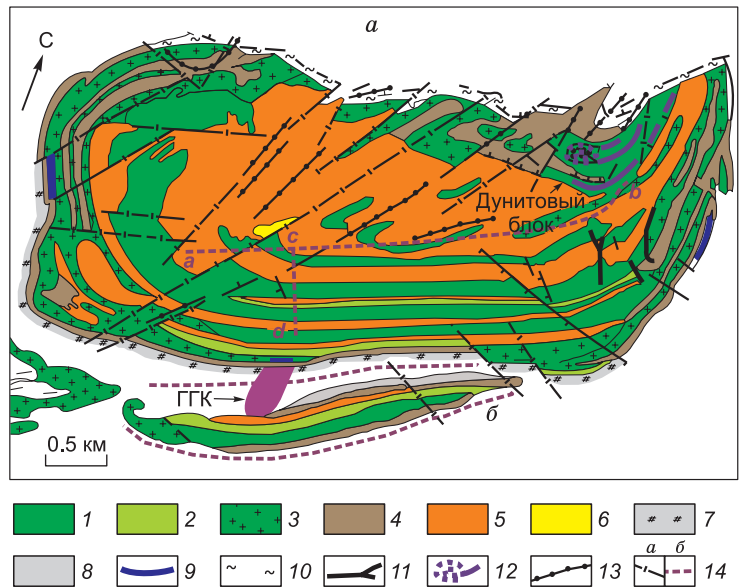
ПРОБЫ ОЛИВИНСОДЕРЖАЩИХ И ДРУГИХ КУМУЛАТОВ И МЕТОД ИХ АНАЛИЗА

Отбор представительных образцов осуществлялся с необходимой детальностью в течение нескольких полевых сезонов. В массиве Мончеплутон основное опробывание проводилось по протяженным линейным направлениям (см. рис. 2) с интервалом $\sim 30-50$ м и эпизодическими перерывами (обычно $\sim 200-300$ м) в случае недостаточной обнаженности. Дополнительно к этому применялось площадное опробование и отбор по поперечным профилям. В массиве Падос-Тундра образцы отбирали также по протяженным профилям в сочетании с площадным опробованием, включающим хромитоносный дунитовый блок этого комплекса (см. рис. 3) [Barkov et al., 2017a].

Сосуществующие зерна оливина и хромшпинелидов (минералов серии хромит—магнезиохромит: $Chr-Mcr$) проанализированы в более чем 30 пробах оливинсодержащих пород массива Мончеплутон.

Рис. 3. Геологическая карта массива Падос-Тундра (а) и массива Малый Падос (б) [Мамонтов, Докучаева, 2005] с изменениями.

Линии *ab* и *cd* схематически показывают местоположение профилей, по которым производился отбор образцов в рамках настоящего исследования. 1 — дунит; 2 — гарцбургит; 3 — серпентинит; 4 — тремолитовые породы (по Орх); 5 — ортопироксенит; 6 — ОI-содержащий пироксенит; 7 — Chl-Bt-Amp породы; 8 — габбро; 9 — контактные зоны хромит-магнетитовой минерализации (вне масштаба); 10 — милонитизированные горные породы; 11 — тальк-магнетитовые горные породы; 12 — стратиформные слои хромитов, а также сегрегации и рудные тела с богатой хромитовой минерализацией в дунитовом блоке (вне масштаба); 13 — дайки гранитных горных пород; 14 — разломы: *a* — по [Мамонтов, Докучаева, 2005], *б* — предполагаемые, по [Barkov et al., 2017a]. ГГК — гранитогнейсовый купол. Вмещающие породы представлены гранитогнейсом, гранодиоритогнейсом и амфиболитом архейского возраста.



В эту вполне репрезентативную выборку вошли образцы оливиновых и ортопироксен-оливиновых кумулатов: дунит, гарцбургит и оливиновый ортопироксенит, отобранные в коренных обнажениях массивов гор Ниттис, Кумужья, Травяная, Сопча, Поаз, в дунитовом блоке и Сопчеозерском месторождении хромита (см. рис. 2). В целях сопоставления характера вариаций также проанализированы составы ромбического и моноклинного пироксенов и других минералов в ~100 образцах по разрезам всех подразделений массива Мончеплутона (см. рис. 2).

Кроме того, проанализированы сосуществующие фазы оливина и Chr-Mcg в образцах пород серии оливиновый ортопироксенит-гарцбургит-дунит (по профилям *ab* и *cd*), а также в ортопироксен-оливиновых кумулатах дунитового блока восточного фланга массива Падос-Тундра (см. рис. 3). В этих парагенезисах проанализировано более 100 индивидуальных зерен оливина и более 100 зерен Chr-Mcg. В общей сложности обобщенные результаты наших исследований включают более 1500 микрозондовых анализов, результаты которых представлены в таблицах и графической форме. Мы отмечаем хорошую сопоставимость наших данных и наблюдений с ранними исследованиями [Шарков, 2006; Sharkov, Chistyakov, 2012; Шарков, Чистяков, 2014].

Анализы оливина, Chr-Mcg и пироксенов выполнены в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 с регистрацией излучения волновыми спектрометрами. Общая методология изложена в работах [Королук и др., 2009; Лаврентьев и др., 2015]. Измерения проведены при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 50–100 нА и диаметре зонда у поверхности образца ~1–2 мкм. Для всех элементов кроме Cr аналитическими являлись K_{α} -линии. Для хрома выбрана менее интенсивная линия $K_{\beta 1}$, свободная от наложения мешающего излучения V. Для компенсации потери интенсивности ее регистрировали на светосильном спектрометре. Наложение линии $TiK_{\beta 1}$ на VK_{α} корректировалось с помощью программного обеспечения Overlap correction. В анализах оливина использованы стандарты природных образцов оливина (Mg, Si, Fe, Ni), хром- и марганецсодержащих гранатов (Ca, Cr, Mn). Образцы магнетиального хромита (Cr, Fe, Mg, Al), марганецсодержащего граната (Mn), ильменита, рутила (Ti) и синтетические оксиды $NiFe_2O_4$ (Ni), $ZnFe_2O_4$ (Zn) и V_2O_5 (V) использованы в качестве стандартов при анализе хромшпинелидов. Значения минимального предела обнаружения составили (критерий 1 σ): ≤ 0.01 мас. % для Cr и < 0.01 мас. % для Mg, Ni, Ca, Al, Mn и ≤ 0.02 мас. % для Ti и V. Ортопироксен и амфибол анализировали с применением тех же стандартов: диопсид (Ca, Mg, Fe), пироп (Mg, Fe, Si, Al), хромсодержащий гранат (Cr), марганецсодержащий гранат (Mn), титансодержащее диопсидовое стекло (Ti), альбит (Na), ортоклаз (K). Набор стандартов при анализе клинопироксена существенно подобен с преимущественным использованием диопсида (Mg, Ca, Si). Минимальные уровни обнаружения в этой серии анализов составили: ≤ 0.01 (Mg, Fe, Ca, K, Mn, Cr, Ti), ≤ 0.02 (Al, Na), ≤ 0.03 мас. % (Si). В ходе аналитических работ применялась программа коррекций ZAF. Точность и воспроизводимость аналитических процедур оценивалась специальными тестами по ранее апробированной методологии [Королук и др., 2009].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ассоциации и составы гипермагнезиального оливина

Чрезвычайно высокие степени магнезиальности оливина (табл. 1, 2) установлены нами в образцах хромит- и авгитсодержащего дунита в Сопчеозерском месторождении хромита, пространственно входящим в состав дунитового блока массива Мончеплутон (см. рис. 2). В других подразделениях и ассоциациях массива Мончеплутон составы оливина вполне обычны (табл. 3). Рудоносные хромититы месторождения локально формируют дайкообразные рудные тела [Chistyakova et al., 2016]. Вместе с тем ультрамафитовые и Chr-Mcr кумулаты формируют здесь хорошо развитую, «тонкую» ритмическую слоистость (рис. 4), что убедительно свидетельствует об их сингенетичном происхождении.

Зерна кумулятивного оливина в хромитоносном дуните частично серпентинизированы и ассоциируют с моноклинным пироксеном (авгитом), кальциевым амфиболом (тремолитом) и агрегатом мелкозернистого Chr-Mcr, составляющим до 25–30 об. % модального состава (рис. 5, а, б). Химические составы всех силикатных минералов (и Mcr-Chr) в этом парагенезисе чрезвычайно высокомагнезиальны. Значения индекса $Mg\# = [100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn)]$ достигают 96 в составах оливина, 94 авгита и 99 тремолита, который формировался в результате аутометасоматического замещения клинопироксена. Зерна Mcr-Chr также имеют весьма высокое значение $Mg\# \approx 65$, соответствуя магнезиохромиту (см. табл. 1, 2).

В дунитовом блоке массива Падос-Тундра проанализированные составы достигают значения Fo_{93} в реликтах оливина в слабосерпентинизированном дуните, содержащем до 20–25 об. % магнезиального Chr-Mcr (см. рис. 5, в, з). Это значение заметно более высокое, чем ряд значений составов оливина [$Fe_{85.5-90.6}$], выявленных в породах серии оливиновый ортопироксенит—гарцбургит—дунит по разрезам комплекса и в дунитовом блоке [Barkov et al., 2017a].

Таблица 1. Составы гипермагнезиального оливина и ассоциирующих минералов в расслоенных массивах Мончеплутон и Падос-Тундра, Кольский полуостров

| № п/п | Минерал | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | V ₂ O ₃ | FeO _{общ.} | FeO _{выч.} | Fe ₂ O _{3выч.} | MnO | MgO | NiO | CaO | ZnO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|------------------------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|---------------------|---------------------|------------------------------------|------|-------|--------|--------|--------|-------------------|------------------|--------|
| Обр. MNP-DB-2-1 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | OI | 41.50 | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | 5.23 | — | — | 0.08 | 52.50 | 0.38 | 0.13 | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | 99.82 |
| 2 | » | 41.57 | » | » | 0.02 | » | 5.28 | — | — | 0.11 | 52.22 | 0.40 | 0.04 | » | » | » | 99.65 |
| 3 | » | 41.94 | » | » | 0.06 | » | 3.78 | — | — | 0.05 | 53.34 | 0.40 | 0.03 | » | » | » | 99.61 |
| 4 | » | 42.02 | » | » | 0.04 | » | 3.96 | — | — | 0.10 | 53.46 | 0.39 | 0.02 | » | » | » | 100.00 |
| 5 | Srx | 54.72 | 0.12 | 1.48 | 1.19 | » | 2.05 | — | — | 0.07 | 17.81 | н.п.о. | 21.82 | » | 0.56 | » | 99.81 |
| 6 | » | 54.36 | 0.13 | 1.45 | 1.22 | » | 2.02 | — | — | 0.07 | 17.89 | » | 21.79 | » | 0.47 | » | 99.40 |
| 7 | » | 54.69 | 0.14 | 1.33 | 1.50 | » | 1.94 | — | — | 0.07 | 17.88 | » | 22.20 | » | 0.58 | » | 100.31 |
| 8 | Amp | 58.19 | 0.06 | 0.98 | 0.79 | » | 0.47 | — | — | 0.02 | 23.83 | » | 13.19 | » | 0.32 | 0.02 | 97.87 |
| 9 | » | 58.07 | 0.04 | 0.94 | 0.75 | » | 0.47 | — | — | 0.01 | 24.03 | » | 13.06 | » | 0.35 | 0.03 | 97.75 |
| 10 | » | 57.34 | 0.13 | 1.61 | 0.84 | » | 0.70 | — | — | 0.03 | 23.41 | » | 12.77 | » | 0.65 | 0.07 | 97.55 |
| 11 | Mcr | н.п.о. | 0.29 | 13.16 | 55.23 | 0.10 | 16.79 | 13.00 | 4.20 | 0.25 | 13.75 | 0.03 | н.п.о. | 0.05 | н.п.о. | н.п.о. | 100.07 |
| 12 | » | » | 0.29 | 13.28 | 55.38 | 0.03 | 16.69 | 13.14 | 3.94 | 0.25 | 13.69 | 0.02 | » | 0.05 | » | » | 100.06 |
| 13 | » | » | 0.30 | 13.14 | 55.49 | 0.05 | 16.55 | 13.18 | 3.74 | 0.23 | 13.63 | 0.02 | » | 0.01 | » | » | 99.80 |
| Обр. PDS-214 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | OI | 41.15 | н.п.о. | н.п.о. | 0.05 | н.п.о. | 6.56 | — | — | 0.18 | 50.97 | 0.43 | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | 99.33 |
| 15 | » | 41.17 | » | » | 0.02 | » | 6.69 | — | — | 0.16 | 50.99 | 0.43 | 0.01 | » | » | » | 99.47 |
| 16 | » | 41.47 | » | » | 0.02 | » | 6.83 | — | — | 0.11 | 51.37 | 0.43 | н.п.о. | » | » | » | 100.24 |
| 17 | » | 41.55 | » | » | 0.04 | » | 6.59 | — | — | 0.16 | 51.22 | 0.43 | 0.01 | » | » | » | 100.01 |
| 18 (с) | Chr | н.п.о. | 0.31 | 11.34 | 51.30 | 0.21 | 29.37 | 22.84 | 7.26 | 0.65 | 6.85 | 0.07 | н.п.о. | 0.44 | » | » | 101.27 |
| 19 (r) | » | » | 0.36 | 1.45 | 46.94 | 0.18 | 45.35 | 25.84 | 21.69 | 0.82 | 3.69 | 0.22 | » | 0.28 | » | » | 101.45 |
| 20 (с) | » | » | 0.30 | 11.43 | 51.16 | 0.16 | 29.26 | 22.70 | 7.29 | 0.73 | 6.86 | 0.07 | » | 0.45 | » | » | 101.13 |

Примечание. Результаты микронзондовых анализов (метод волновой спектроскопии; МВС) выражены в мас. %. Анализы 1—13 представляют минеральную ассоциацию в образце хромит-авгитсодержащего дунита из Сопчеозерского хромитового месторождения в массиве Мончеплутон; анализы 14—20 относятся к ассоциации в образце дунита из дунитового блока массива Падос-Тундра. с — ядро или центр зерна (анализы 18 и 20), r — кайма или край зерна (ан. 19) в зональных зернах хромита. OI — оливин, Srx — клинопироксен, Amp — амфибол; Mcr — магнезиохромит, Chr — хромит. Здесь и далее: FeO_{общ.} — все железо в форме FeO, содержания Fe₂O_{3выч.} и FeO_{выч.} рассчитаны на основе стехиометрии и баланса зарядов; н.п.о — содержание элемента ниже предела его обнаружения.

Таблица 2. Атомные соотношения в формулах гипермагнезиального оливина и ассоциирующих с ним минералов в массивах Мончеплутон и Падос-Тундра

| № п/п | Si | Mg | Fe ²⁺ | Ca | Mn | Ni | Zn | Na | K | Cr | Al | Fe ³⁺ | V | Ti | Mg# | Cr# | Fe ³⁺ # | Fo:Fa [Wo:En:Fs] |
|-------|------|------|------------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|------------------|-------|-------|------|------|--------------------|---------------------|
| 1 | 1.00 | 1.88 | 0.11 | 0.003 | 0.002 | 0.007 | — | — | — | 0 | — | — | — | — | 94.4 | — | — | 94.1: 5.3 |
| 2 | 1.00 | 1.88 | 0.11 | 0.001 | 0.002 | 0.008 | — | — | — | 0 | — | — | — | — | 94.4 | — | — | 94.1: 5.3 |
| 3 | 1.00 | 1.90 | 0.08 | 0.001 | 0.001 | 0.008 | — | — | — | 0.001 | — | — | — | — | 95.9 | — | — | 95.7: 3.8 |
| 4 | 1.00 | 1.90 | 0.08 | 0.001 | 0.002 | 0.008 | — | — | — | 0.001 | — | — | — | — | 95.9 | — | — | 95.5: 4.0 |
| 5 | 1.98 | 0.96 | 0.06 | 0.85 | 0.002 | — | — | 0.04 | — | 0.034 | 0.06 | — | — | 0.003 | 93.9 | — | — | [44.3: 50.3: 3.4] |
| 6 | 1.98 | 0.97 | 0.06 | 0.85 | 0.002 | — | — | 0.03 | — | 0.035 | 0.06 | — | — | 0.004 | 94.0 | — | — | [44.3: 50.6: 3.3] |
| 7 | 1.97 | 0.96 | 0.06 | 0.86 | 0.002 | — | — | 0.04 | — | 0.043 | 0.06 | — | — | 0.004 | 93.9 | — | — | [44.7: 50.1: 3.2] |
| 8 | 7.90 | 4.82 | 0.05 | 1.92 | 0.002 | — | — | 0.08 | 0.003 | 0.09 | 0.16 | — | — | 0.006 | 98.9 | — | — | — |
| 9 | 7.89 | 4.87 | 0.05 | 1.90 | 0.001 | — | — | 0.09 | 0.005 | 0.08 | 0.15 | — | — | 0.004 | 99.0 | — | — | — |
| 10 | 7.82 | 4.76 | 0.08 | 1.87 | 0.003 | — | — | 0.17 | 0.01 | 0.09 | 0.26 | — | — | 0.01 | 98.3 | — | — | — |
| 11 | — | 0.65 | 0.35 | — | 0.007 | 0.001 | 0.001 | — | — | 1.39 | 0.49 | 0.10 | 0.002 | 0.007 | 64.5 | 73.9 | 5.1 | — |
| 12 | — | 0.65 | 0.35 | — | 0.007 | — | 0.001 | — | — | 1.39 | 0.50 | 0.09 | 0.001 | 0.007 | 64.5 | 73.5 | 4.5 | — |
| 13 | — | 0.65 | 0.35 | — | 0.006 | 0.001 | — | — | — | 1.40 | 0.49 | 0.09 | 0.001 | 0.007 | 64.6 | 74.1 | 4.5 | — |
| 14 | 1.00 | 1.85 | 0.13 | — | 0.004 | 0.008 | — | — | — | 0.001 | — | — | — | — | 93.2 | — | — | 92.7: 6.7 |
| 15 | 1.00 | 1.85 | 0.14 | — | 0.003 | 0.008 | — | — | — | 0 | — | — | — | — | 92.8 | — | — | 92.6: 6.8 |
| 16 | 1.00 | 1.85 | 0.14 | — | 0.002 | 0.008 | — | — | — | 0 | — | — | — | — | 92.9 | — | — | 92.6: 6.9 |
| 17 | 1.00 | 1.85 | 0.13 | — | 0.003 | 0.008 | — | — | — | 0.001 | — | — | — | — | 93.3 | — | — | 92.7: 6.7 |
| 18 | — | 0.34 | 0.64 | — | 0.018 | 0.002 | 0.011 | — | — | 1.35 | 0.45 | 0.18 | 0.006 | 0.008 | 34.1 | 75.0 | 9.1 | — |
| 19 | — | 0.20 | 0.77 | — | 0.025 | 0.006 | 0.007 | — | — | 1.33 | 0.06 | 0.58 | 0.005 | 0.010 | 19.6 | 95.6 | 29.6 | — |
| 20 | — | 0.34 | 0.63 | — | 0.020 | 0.002 | 0.011 | — | — | 1.35 | 0.45 | 0.18 | 0.004 | 0.007 | 34.3 | 75.0 | 9.1 | — |

Примечание. Формульные соотношения вычислены на основе четырех атомов кислорода для оливина и хромшпинелидов (O = 4); O = 6 для клинопироксена; O = 23 для амфибола. Порядковые номера 1—20 те же, что и в табл. 1, где соответствующие значения в мас. %. Здесь и далее: Mg# = 100Mg/(Mg + Fe²⁺ + Mn); Cr# = 100Cr/(Cr + Al); Fe³⁺# = 100Fe³⁺/(Fe³⁺ + Cr + Al).

Составы Chr-Mcr массива Падос-Тундра менее высокомагнезиальны (Mg# = 34–45 в ядерных зонах кристаллов; см. табл. 2) и обогащены примесями Mn, Zn, V в сравнении с Mcr-Chr из массива Мончеплутон. Кроме того, в зернах Chr-Mcr в неизменных дунитовых породах дунитового блока массива Падос-Тундра систематически присутствует зональность (см. табл. 1, 2), тогда как кристаллы Mcr-Chr в Сопчеозерском месторождении однородны по химическому составу. В других зернах Chr-Mcr дунитового блока массива Падос-Тундра отмечается более высокая магнезиальность (Mg# до 56); однако зерна оливина там полностью замещены ассоциацией вторичных минералов, включающей серпентин, клинохлор и магнезиальные карбонаты.

Общие вариации составов в массивах Мончеплутон и Падос-Тундра (рис. 6) демонстрируют максимальную магнезиальность оливина (Fo₉₆) в образце авгит-хромитсодержащего дунита Сопчеозерского хромитового месторождения. Отчетливо наблюдаются ковариации и положительная корреляция значений Mg# в составах сосуществующих зерен оливина и хромшпинелидов. Рассчитанное на основе $n = 150$ (число анализов сосуществующих пар) значение коэффициента корреляции составляет $R = 0.8$. Эта зависимость свидетельствует, что сосуществующие фазы достигали взаимного равновесия в процессе магматической кристаллизации расслоенных комплексов. Естественное отклонение части составов от линии тренда объясняется субсолидусными эффектами. Следует подчеркнуть, что составы зе-

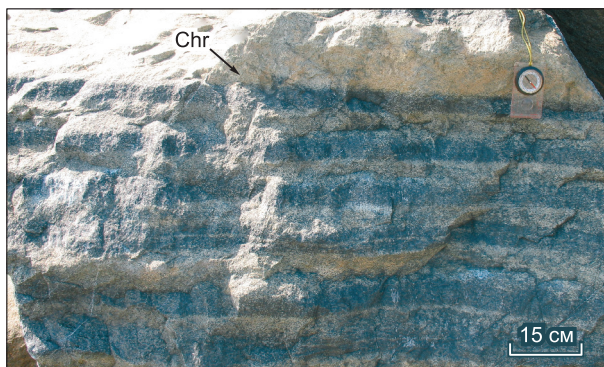


Рис. 4. Тонкая ритмичная расслоенность с развитием субпараллельных друг другу и циклически повторяющихся маломощных слоев хромшпинелидов (Chr) в рудных ультрамафитах Сопчеозерского хромитового месторождения массива Мончеплутон.

Таблица 3. Представительные составы оливина из комплекса Мончеплутон

| № п/п | Местоположение | SiO ₂ | FeO | MnO | MgO | NiO | CaO | Сумма | Mg# |
|-------|----------------|------------------|-------|------|-------|------|-------|--------|------|
| 1 | ДБ | 40.82 | 10.78 | 0.15 | 48.18 | 0.36 | 0.02 | 100.31 | 88.7 |
| 2 | » | 41.12 | 10.84 | 0.16 | 47.78 | 0.38 | 0.04 | 100.32 | 88.6 |
| 3 | » | 40.45 | 10.31 | 0.18 | 48.08 | 0.32 | 0.01 | 99.36 | 89.1 |
| 4 | » | 40.43 | 12.22 | 0.14 | 47.09 | 0.34 | 0.11 | 100.33 | 87.2 |
| 5 | НТ | 40.74 | 13.12 | 0.23 | 46.03 | 0.31 | н.п.о | 100.45 | 86.0 |
| 6 | » | 40.54 | 13.29 | 0.20 | 45.83 | 0.31 | » | 100.19 | 85.8 |
| 7 | » | 40.04 | 14.37 | 0.23 | 44.96 | 0.30 | 0.07 | 99.99 | 84.6 |
| 8 | КМ | 40.35 | 12.78 | 0.20 | 46.25 | 0.29 | 0.08 | 99.95 | 86.4 |
| 9 | » | 40.27 | 13.26 | 0.26 | 46.37 | 0.35 | н.п.о | 100.54 | 85.9 |
| 10 | » | 40.56 | 14.33 | 0.24 | 44.86 | 0.31 | 0.03 | 100.32 | 84.6 |
| 11 | ТР | 40.63 | 12.98 | 0.20 | 45.84 | 0.32 | 0.04 | 100.02 | 86.1 |
| 12 | » | 40.67 | 12.99 | 0.30 | 45.62 | 0.29 | н.п.о | 99.88 | 85.9 |
| 13 | » | 40.07 | 13.17 | 0.24 | 46.14 | 0.30 | 0.07 | 100.00 | 86.0 |
| 14 | СП | 40.56 | 14.27 | 0.21 | 44.72 | 0.34 | н.п.о | 100.09 | 84.6 |
| 15 | » | 40.37 | 15.59 | 0.18 | 44.05 | 0.34 | 0.03 | 100.56 | 83.3 |
| 16 | » | 40.50 | 15.16 | 0.22 | 44.22 | 0.33 | н.п.о | 100.43 | 83.7 |
| 17 | » | 40.74 | 13.91 | 0.20 | 45.11 | 0.32 | 0.20 | 100.47 | 85.1 |
| 18 | ПЗ | 40.29 | 13.68 | 0.18 | 45.89 | 0.28 | 0.02 | 100.36 | 85.5 |
| 19 | » | 40.31 | 13.27 | 0.20 | 46.26 | 0.30 | н.п.о | 100.37 | 86.0 |
| 20 | » | 40.15 | 13.42 | 0.23 | 45.88 | 0.27 | 0.02 | 99.99 | 85.7 |

Примечание. Результаты микронзондовых анализов (МВС) оливина из ортопироксен-оливиновых кумулатов (дунит, гарцбургит и оливиновый ортопироксенит) выражены в мас. %. Здесь и в табл. 4: ДБ — Дунитовый блок, НТ — гора Ниттис, КМ — гора Кумужья, ТР — гора Травяная, СП — гора Сопча, ПЗ — гора Поаз. Cr₂O₃ — ниже предела обнаружения.

рен Mgr-Chr в парагенетической ассоциации с оливином Fo₉₆ Сопчеозерского месторождения ложатся на вариационный тренд (рис. 7).

Серпентин, замещающий оливин в этом образце авгитсодержащего дунита из Мончеплутона, также обладает высокой (унаследованной) магнезиальностью. Микронзондовые составы (МВС) двух выделений серпентина (Srp 1 и Srp 2, см. рис. 5, а) соответствуют формулам (Mg_{2.77}Fe_{0.15})Si_{2.03}O₅(OH)₄ и (Mg_{2.91-2.93}Fe_{0.06-0.07})Si_{2.01}O₅(OH)₄ (в расчете на 7 атомов кислорода); их значения Mg# составляют 94.9 и 97.7—98.1. Эти разновидности могут отвечать двум генерациям или всецело замещенным зонам зональных зерен оливина. В образце высокофорстеритового дунита в массиве Падос-Гундра вторичная минеральная ассоциация представлена тонкой смесью серпентина, клинохлора и магнезита (см. рис. 5, в, г). В этом комплексе обнаружена аномальная разновидность минерала группы серпентина, обогащенного Cr и Al: до ~2.5 мас. % Cr₂O₃ и ~4.0 мас. % Al₂O₃ [Barkov et al., 2017a].

Вариации составов моноклинного и ромбического пироксенов

В массиве Мончеплутон наблюдаются известные ранее [Шарков, Чистяков, 2014] широкие вариации составов пироксенов. Весьма протяженные серии составов моноклинного (рис. 8) и ромбического пироксена (рис. 9) ожидаемо демонстрируют значительную положительную корреляцию значений Mg# с примесью Cr, которая сравнительно превалирует в клинопироксене. Если исключить составы краевой серии, величина коэффициента корреляции (*R*) будет 0.79 (*n* = 250, см. рис. 8) и *R* = 0.83 (*n* = 290, см. рис. 9).

Фазы гипермагнезиального авгита в парагенезисе с Fo₉₆ обладают максимальной примесью хрома (1.50 мас. % Cr₂O₃) (см. рис. 8). С ними соседствуют фазы клинопироксена из «сфероидального» гарцбургита горы Кумужья, значительно обогащенного хромитом [Barkov et al., 2015], а также из ортопироксеновых кумулатов горы Ниттис. Характерно значительное наложение точек составов клинопироксена в образцах ультрамафитов гор Ниттис, Кумужья, Травяная, Сопча и дунитовом блоке (см. рис. 8). Кумулятивные парагенезисы ультрамафитов приводятся на рис. 2, по данным [Шарков, 2006]. Отмечается закономерное истощение хромом фракционированной магмы, из которой кристаллизовался клино-

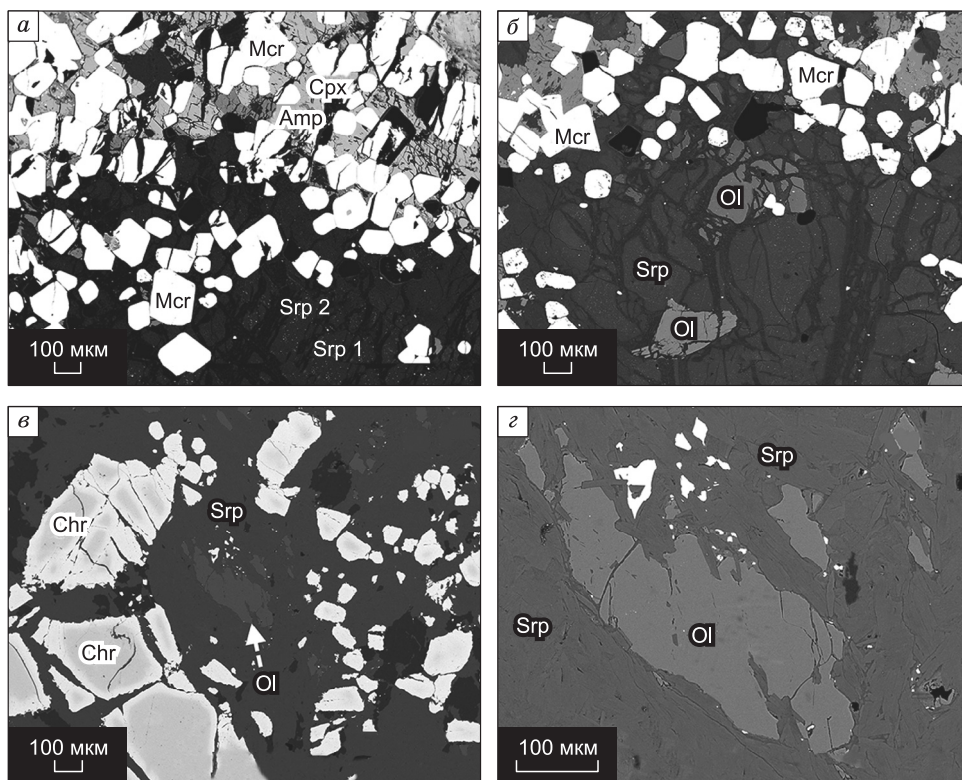


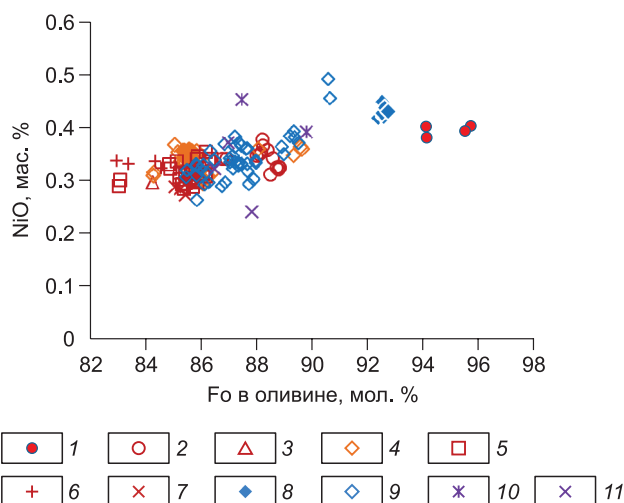
Рис. 5. Изображения в обратнорассеянных электронах,

показывающие реликты высокофорстеритового оливина (Ol) в ассоциации с высокомагнезиальными фазами клинопироксена (Cpx), хромшпинелидами серии хромит (Chr)—магнезиохромит (Mcr), амфиболом (Amp), серпентином (Srp 1 и Srp 2) и тонкой смесью серпентина с другими вторичными минералами (Srp). *а, б* — минеральная ассоциация в образце авгитсодержащего дунита (обр. MNP-DB-2-1) Сопчеозерского месторождения, массив Мончеплутон, *в, г* — ассоциация обр. PDS-214 (дунит), отобранного в дунитовом блоке массива Падос-Тундра.

пироксен горы Нюд и на самом заключительном этапе горы Поаз, где составы приобретают минимальные содержания хрома (см. рис. 8). Выделяется группа составов с заметно пониженной магнезиальностью ($Mg\# \approx 77$) и умеренно низким содержанием хрома, представляющая крайнюю серию горы Нюд, где отмечен самый низкомагнезиальный ортопироксен (см. рис. 9). Составы ортопироксена гор Кумужья, Травяная и Ниттис обнаруживают максимумы содержаний хрома в наиболее высокомагнезиальных со-

Рис. 6. Вариации содержаний форстеритового компонента и примеси никеля в микрозондовых составах (метод волновой спектрометрии микрозондового анализа; наши данные) зерен оливина из массивов Мончеплутон и Падос-Тундра Кольского полуострова.

(Здесь и на рис. 8: символами (Mcr) и (Chr) показаны пробы пород, содержащие значительные количества хромшпинелидов: магнезиохромита и магнезиального хромита соответственно); 1 — месторождение Сопчеозерское (Mcr-Chr); 2 — дунитовый блок, массив Мончеплутон; 3 — гора Ниттис; 4 — гора Кумужья; 5 — гора Травяная; 6 — гора Сопча; 7 — гора Поаз; 8 — массив Падос-Тундра (Chr); 9 — массив Падос-Тундра; для сопоставления даны наиболее высокомагнезиальные составы оливина из бураковского комплекса (Карелия (10), [Лавров и др., 2004; наши данные]) и интрузии Койллисмаа (Финляндия) (11) [Alapieti, 1982].



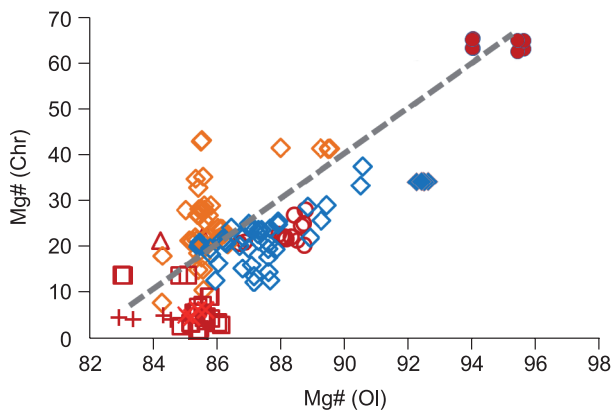


Рис. 7. Значения индекса магнезиальности $Mg\# = 100Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$ в составах сосуществующих фаз оливина (Ol) и хромшпинелидов (Chr) в расслоенных массивах Мончеплутон и Падос-Тундра Кольского полуострова (наши данные, по результатам МВС).

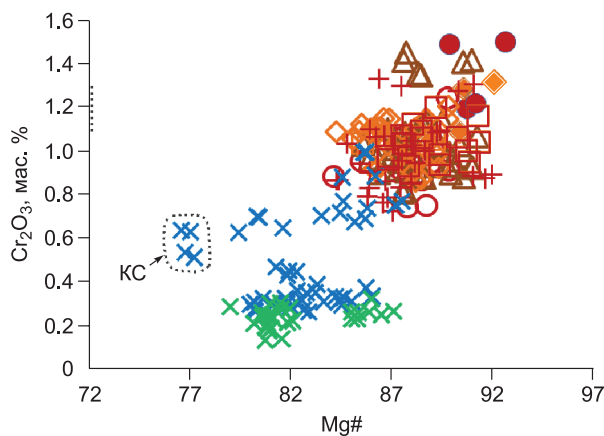
Усл. обозн. см. на рис. 6. Штриховая линия — наблюдаемый тренд.

ставах. Составы горы Сопча несколько менее высокомагнезиальны и не столь высокохромисты (см. рис. 9). Наблюдается резкое и последовательное понижение примеси хрома с общим снижением магнезиальности кристаллизующегося расплава в направлении гор Нюд и Поаз. В последнем случае отмечаются самые низкие содержания хрома, согласующиеся с наиболее низкохромистыми составами сосуществующего моноклинного пироксена (см. рис. 8).

Сопоставление с проявлениями высокофорстеритового оливина в других расслоенных комплексах

Предельная магнезиальность оливина в условиях нормальной кристаллизации в расслоенных интрузиях в глобальном масштабе ограничена узким рядом значений $Fo_{\leq 90-92}$. В этой связи можно отметить оливин состава Fo_{88} в массивах Койллисмаа (Финляндия) [Alapieti, 1982] и Жилес (Австралия) [Ballhaus, Glikson, 1995]. Близкие значения максимальных составов сообщаются из других палеопротерозойских расслоенных комплексов: Fo_{90} в Бураковском интрузиве, Карелия [Лавров и др., 2004; наши данные] и Fo_{91-92} в крупных расслоенных массивах Бушвельд, Стилуотер и Великая Дайка [Wilson, 1996; Maier et al., 2016]. Этот уровень значений также поддерживается в неопротерозойских расслоенных комплексах Восточно-Сибирской провинции: $Fo_{\leq 90}$ в Тартайском массиве [Поляков и др., 2013].

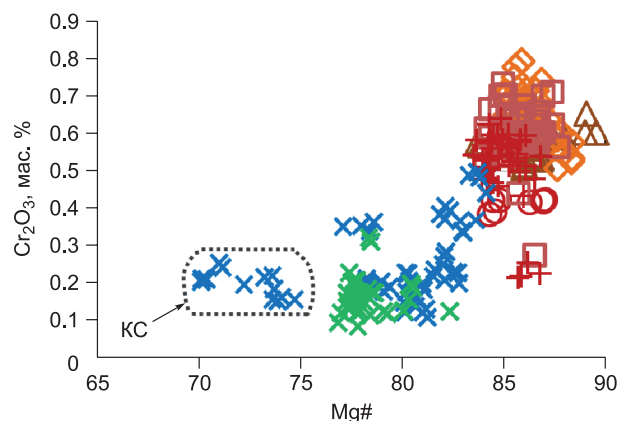
Фаза состава Fo_{92} отмечается в дунитах верхнего уровня контаминированной части ультраосновной зоны массива Уиткомст (ЮАР), которая, вероятно, кристаллизовалась из магмы коматитового



1 2 3

Рис. 8. Вариации значений индекса магнезиальности $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ и содержаний Cr_2O_3 в составах клинопироксена из массива Мончеплутон, Кольский полуостров (наши данные, по результатам МВС).

Здесь и на рис. 9: KC — краевая серия. 1 — гора Кумужья (Chr), 2 — гора Нюд, 3 — гора Поаз. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.



1 2 3 4 5 6 7

Рис. 9. Вариации значений индекса магнезиальности $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ и содержаний Cr_2O_3 в составах ортопироксена из массива Мончеплутон, Кольский полуостров (наши данные, по результатам МВС).

1 — дунитовый блок, 2 — гора Ниттис, 3 — гора Кумужья, 4 — гора Травяная, 5 — гора Сопча, 6 — гора Нюд, 7 — гора Поаз.

состава [Yudovskaya et al., 2015]. Исходная магма расслоенного массива Кевица (Финляндия), является по своему составу базальтовой, что согласуется с рядом значений Fo_{77-85} в ее ультрамафитовых дифференциатах [Mutanen, Nuhma, 2001]. Известный расслоенный хромитоносный массив Кеми (Финляндия), характеризуется сходной максимальной магнезиальностью оливина: Fo_{83} [Alapieti, Huhtelin, 2005]. Однако в зонах оруденения (Ni-ЭПГ) массива Кевица оливин приобретает существенно более магнезиальный состав (до $Fo_{90.6}$) и аномально высокую примесь Ni (0.51—1.78 мас. % NiO), что связывается с контаминацией расплава коматиитовым субстратом [Yang et al., 2013].

Таким образом, установленная нами магнезиальность оливина (Fo_{96}) в Мончеплутоне является максимальной в целом для расслоенных интрузий. В ультрамафитах других петрогенетических типов в разных геотектонических обстановках известны близкие к этому предельные значения; например, Fo_{95} в массиве Уктус урало-аляскинского типа, Центральный Урал [Garuti et al., 2003], Fo_{95} во включениях в россыпном зерне сплава Os-Ru-Ir в связи с офиолитовым массивом Тринити в Калифорнии (США) [Barkov et al., 2008], Fo_{94} в кимберлитах [Arndt et al., 2010], Fo_{94} в коматиитах и ультрамафитовых лавах [Arndt, 1986; Sobolev et al., 2011]. Другие примеры проявлений высокофорстеритового оливина приводятся в работе [Плечов и др., 2018].

Ковариация значений $Mg\#$ с уровнями примеси Ni в составах оливина вполне предсказуема, что наблюдается нами в составах оливина из массивов Мончеплутон и Падос-Тундра (см. рис. 6). Другим примером ковариации могут служить зональные фенокристы оливина в высокомагнезиальных андезитовых лавах Камчатки [Nishizawa et al., 2017]. Примесь никеля в анализах оливина из массива Мончеплутон умеренно высока, составляя 0.40 мас. % NiO в наиболее высокофорстеритовой фазе состава Fo_{96} (см. табл. 1). Предыдущие исследования [Chistyakova et al., 2016] не обнаружили связи Ni с $Mg\#$, показав разброс значений (0.3—0.6 мас. % NiO) без их отчетливой корреляции, что может связываться с недостаточной точностью микронзондовых анализов.

Обсуждение результатов в массивах Мончеплутон и Падос-Тундра

Таким образом, фаза состава Fo_{96} , установленная нами в авгит- и хромитсодержащем дуните Сопчеозерского хромитового месторождения, соответствует самому примитивному составу оливина, известному в расслоенных интрузиях. Его магнезиальность предельно высока даже для предполагаемой материнской магмы коматиитового состава. Эта фаза является составной частью необычайно высокомагнезиального парагенезиса, который включает клинопироксен (авгит, $Mg\# = 94$), превосходящий наиболее высокомагнезиальную фазу клинопироксена бушвельдского комплекса ($Ca_{45.4}Mg_{49.6}Fe_{5.0}$, $Mg\# = 91$ [Atkins, 1969]). Кроме того, авгит Сопчеозерского месторождения обладает наиболее высокой примесью хрома, максимальной во всей серии наблюдаемых составов массива Мончеплутон (см. рис. 8).

Проанализированные зерна хромшпинелидов в ассоциации с Fo_{96} соответствуют магнезиохромиту, содержащему ~14 мас. % MgO ($Mg\# \approx 65$); 56 мас. % Cr_2O_3 (см. табл. 1, 2). Эти составы весьма близки самым магнезиальным зернам хромшпинелидов из нижней зоны северного фланга бушвельдского расслоенного комплекса, содержащим ~14 мас. % MgO и 57 мас. % Cr_2O_3 [Hulbert, von Gruenewaldt, 1985]. Изученные ассоциации акцессорных хромшпинелидов (табл. 4, 5) значительно менее магнезиальны, чем магнезиохромит Сопчеозерского месторождения. По данным выполненных 270 анализов (МВС), максимальные величины $Mg\#$ в акцессорных фазах хромшпинелидов в масштабах этого магматического комплекса достигают 47 (гора Ниттис), 46 (гора Сопча) и 43 (гора Кумужья).

Массив Мончеплутон (см. рис. 2) обладает формой, напоминающей бумеранг, с серией НКТ, вытянутой по одной его оси (субмеридиональной), и серией СНП — по другой (субширотной). Дунитовый блок, таким образом, находится на перегибе осей структуры. Такая локализация хромитоносного блока, резко обогащенного оливином, как и сама морфология массива, могут указывать на то, что позиция блока соответствует местоположению основного магмоподводящего канала, по которому поступала примитивная материнская магма. Таким образом, именно там локально происходила эффективная аккумуляция кристаллизующихся первыми кристаллов оливина и хромшпинелидов. Можно допустить, что сортировка и аккумуляция выделившихся зерен оливина и хромшпинелидов осуществлялась в области «перегиба» структуры магматической камеры, где происходило резкое изменение направлений конвекционных потоков в кристаллизующейся магме. Вместе с тем скорость конвекции здесь не превышала скорость погружения зерен оливина и тем самым не препятствовала их погружению, в противоположность наблюдениям из сравнительно маломощных коматиитовых потоков [Arndt, 1986]. Обращает внимание тот факт, что, за исключением Сопчеозерского месторождения, индекс $Mg\#$ оливина в пределах массива Мончеплутон колеблется от 83 до 90 (см. рис. 6, табл. 3), что соответствует нормальным значениям. Вероятно, за пределами зоны перегиба осей структуры (местоположения дунитового блока) не сложились условия для столь же эффективной аккумуляции и сортировки кристаллов оливина, и объем кристаллизующейся магмы там испытал лишь ограниченную степень фракционирования без образования стратиформных зон, линз (блоков) или слоев дунитового состава.

Таблица 4. Представительные составы аксессуарных хромшпинелидов из массива Мончеплутон

| № п/п | Местоположение | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | V ₂ O ₃ | FeO _{общ.} | FeO _{выч.} | Fe ₂ O _{3выч.} | MnO | MgO | NiO | ZnO | Сумма |
|-------|----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|---------------------|---------------------|------------------------------------|------|-------|-------|------|--------|
| 1 | ДБ | 0.26 | 18.33 | 40.32 | 0.42 | 35.17 | 27.87 | 8.11 | 0.38 | 4.10 | 0.06 | 0.76 | 100.62 |
| 2 | » | 0.06 | 20.02 | 42.99 | 0.24 | 30.76 | 28.21 | 2.84 | 0.35 | 3.87 | н.п.о | 0.53 | 99.10 |
| 3 | » | 1.94 | 15.68 | 43.97 | 0.27 | 32.61 | 28.53 | 4.54 | 0.41 | 4.45 | 0.06 | 0.63 | 100.48 |
| 4 | » | 2.84 | 13.49 | 42.52 | 0.28 | 34.12 | 27.30 | 7.58 | 0.43 | 5.71 | 0.09 | 0.29 | 100.53 |
| 5 | » | 0.62 | 16.35 | 44.12 | 0.22 | 33.82 | 27.85 | 6.62 | 0.37 | 4.49 | 0.08 | 0.32 | 101.04 |
| 6 | » | 0.79 | 16.24 | 43.90 | 0.19 | 34.10 | 28.08 | 6.69 | 0.40 | 4.42 | 0.08 | 0.32 | 101.09 |
| 7 | » | 0.58 | 15.74 | 44.38 | 0.21 | 33.81 | 27.73 | 6.75 | 0.45 | 4.17 | 0.06 | 0.64 | 100.70 |
| 8 | НТ | 0.02 | 23.03 | 35.46 | 0.18 | 33.55 | 26.49 | 7.85 | 0.35 | 4.97 | 0.07 | 0.99 | 99.41 |
| 9 | » | 0.48 | 16.91 | 39.51 | 0.27 | 37.41 | 27.89 | 10.59 | 0.49 | 4.07 | 0.11 | 0.70 | 101.02 |
| 10 | » | 0.62 | 18.69 | 41.69 | 0.21 | 28.64 | 20.70 | 8.82 | 0.34 | 9.37 | 0.19 | 0.16 | 100.79 |
| 11 | » | 0.43 | 19.76 | 42.40 | 0.21 | 26.77 | 19.91 | 7.61 | 0.27 | 9.97 | 0.20 | 0.13 | 100.90 |
| 12 | » | 0.07 | 11.06 | 48.65 | 0.24 | 33.29 | 27.14 | 6.84 | 0.50 | 3.02 | 0.08 | 1.12 | 98.71 |
| 13 | » | 0.40 | 17.91 | 42.45 | 0.25 | 31.59 | 25.45 | 6.82 | 0.43 | 5.87 | 0.08 | 0.17 | 99.82 |
| 14 | » | 0.61 | 15.36 | 44.71 | 0.27 | 32.20 | 24.71 | 8.32 | 0.40 | 6.48 | 0.12 | 0.15 | 101.13 |
| 15 | » | 2.48 | 14.89 | 42.84 | 0.19 | 34.83 | 29.65 | 5.75 | 0.39 | 4.22 | 0.12 | 0.21 | 100.74 |
| 16 | КМ | н.п.о | 25.18 | 36.20 | 0.10 | 30.96 | 25.76 | 5.78 | 0.29 | 5.82 | 0.09 | 1.15 | 100.36 |
| 17 | » | 1.09 | 14.43 | 40.42 | 0.30 | 38.35 | 27.93 | 11.58 | 0.34 | 4.38 | 0.13 | 0.43 | 101.02 |
| 18 | » | 0.38 | 15.62 | 46.56 | 0.16 | 27.31 | 20.75 | 7.28 | 0.21 | 8.85 | 0.15 | 0.17 | 100.12 |
| 19 | » | 0.17 | 17.88 | 37.47 | 0.17 | 36.41 | 26.80 | 10.69 | 0.34 | 4.20 | 0.13 | 0.87 | 98.72 |
| 20 | » | 0.40 | 13.40 | 48.73 | 0.46 | 31.31 | 28.78 | 2.81 | 0.47 | 2.88 | 0.01 | 0.34 | 98.28 |
| 21 | » | 0.99 | 14.66 | 40.61 | 0.29 | 37.15 | 26.01 | 12.38 | 0.34 | 5.77 | 0.14 | 0.27 | 101.46 |
| 22 | » | 0.44 | 16.03 | 46.03 | 0.19 | 28.06 | 21.51 | 7.29 | 0.32 | 8.54 | 0.09 | 0.10 | 100.53 |
| 23 | » | 0.24 | 20.79 | 38.23 | 0.74 | 31.68 | 25.87 | 6.45 | 0.44 | 5.16 | 0.06 | 0.95 | 98.94 |
| 24 | ТР | 0.90 | 18.49 | 39.24 | 0.25 | 35.34 | 28.57 | 7.52 | 0.26 | 3.86 | 0.07 | 1.04 | 100.19 |
| 25 | » | 0.43 | 10.79 | 47.59 | 0.32 | 36.65 | 29.00 | 8.50 | 0.44 | 2.55 | 0.04 | 0.92 | 100.58 |
| 26 | » | 0.13 | 16.04 | 36.98 | 0.23 | 40.50 | 27.75 | 14.17 | 0.33 | 3.75 | 0.05 | 0.79 | 100.22 |
| 27 | » | 0.60 | 10.76 | 43.32 | 0.45 | 41.28 | 30.32 | 12.18 | 0.30 | 1.91 | 0.01 | 0.91 | 100.75 |
| 28 | » | 0.02 | 22.84 | 38.58 | 0.08 | 32.22 | 26.60 | 6.24 | 0.28 | 5.28 | 0.04 | 0.99 | 100.96 |
| 29 | СП | 0.07 | 9.93 | 49.69 | 0.15 | 34.91 | 29.20 | 6.35 | 0.64 | 1.70 | 0.01 | 0.74 | 98.48 |
| 30 | » | 0.08 | 11.62 | 41.94 | 0.25 | 40.47 | 28.92 | 12.83 | 0.70 | 1.95 | 0.05 | 1.03 | 99.36 |
| 31 | » | 0.14 | 16.83 | 38.00 | 0.37 | 37.72 | 28.62 | 10.11 | 0.54 | 2.72 | н.п.о | 0.89 | 98.24 |
| 32 | » | 0.06 | 19.63 | 38.51 | 0.20 | 33.62 | 27.34 | 6.98 | 0.40 | 3.56 | 0.02 | 1.44 | 98.14 |
| 33 | » | 0.03 | 37.26 | 25.43 | 0.07 | 24.32 | 21.11 | 3.57 | 0.21 | 10.15 | 0.19 | 0.41 | 98.41 |
| 34 | НД | 0.26 | 15.72 | 33.51 | 0.83 | 43.83 | 30.40 | 14.92 | 0.64 | 1.44 | 0.01 | 0.99 | 98.71 |
| 35 | » | 1.19 | 11.20 | 38.20 | 0.49 | 42.12 | 26.69 | 17.14 | 0.30 | 4.88 | 0.17 | 0.20 | 100.46 |
| 36 | » | 1.81 | 9.32 | 33.72 | 0.59 | 46.15 | 26.46 | 21.88 | 0.28 | 4.99 | 0.12 | 0.15 | 99.32 |
| 37 | ПЗ | 1.35 | 0.60 | 33.26 | 0.37 | 60.07 | 30.72 | 32.62 | 0.54 | 0.86 | 0.22 | 0.47 | 100.99 |
| 38 | » | 1.30 | 0.57 | 33.57 | 0.35 | 59.63 | 30.44 | 32.44 | 0.65 | 0.94 | 0.18 | 0.47 | 100.89 |
| 39 | » | 1.38 | 1.02 | 34.95 | 0.31 | 57.47 | 30.26 | 30.23 | 0.54 | 1.15 | 0.19 | 0.48 | 100.52 |
| 40 | » | 1.37 | 1.09 | 34.98 | 0.26 | 56.97 | 30.03 | 29.93 | 0.56 | 1.15 | 0.26 | 0.52 | 100.15 |

Примечание. Результаты микрозондовых анализов (МВС) выражены в мас. %. НД — гора Нюд.

В массиве Падос-Тундра оливин состава Fo₉₃ в обогащенном хромитом дуните в дунитовом блоке (см. табл. 1, 2) превышает магнезиальность оливина во всех других его дифференциатах, который приобретает все более эволюционированный характер в направлении от краевых частей, где обнажается дунитовая зона, к центру массива (ортопироксенитовой зоны) [Barkov et al., 2017a]. Таким образом, дунитовый блок, а также локализованные в нем сегрегации и стратиформные хромитоносные зоны представляют собой наиболее ранние и примитивные кумулаты расслоенной серии. Как известно, хром

Таблица 5. Атомные соотношения в формулах хромшпинелидов из массива Мончеплутон

| № п/п | Mg | Fe ²⁺ | Mn | Ni | Zn | Cr | Al | Fe ³⁺ | V | Ti | Mg# | Cr# | Fe ³⁺ # |
|-------|------|------------------|-------|-------|-------|------|------|------------------|-------|-------|------|------|--------------------|
| 1 | 0.20 | 0.77 | 0.011 | 0.002 | 0.019 | 1.06 | 0.72 | 0.20 | 0.011 | 0.007 | 20.6 | 59.6 | 10.2 |
| 2 | 0.19 | 0.79 | 0.010 | н.п.о | 0.013 | 1.13 | 0.79 | 0.07 | 0.006 | 0.001 | 19.4 | 59.0 | 3.6 |
| 3 | 0.22 | 0.80 | 0.012 | 0.001 | 0.016 | 1.16 | 0.62 | 0.11 | 0.007 | 0.049 | 21.5 | 65.3 | 6.0 |
| 4 | 0.28 | 0.76 | 0.012 | 0.003 | 0.007 | 1.13 | 0.53 | 0.19 | 0.008 | 0.071 | 26.8 | 67.9 | 10.3 |
| 5 | 0.22 | 0.77 | 0.010 | 0.002 | 0.008 | 1.16 | 0.64 | 0.17 | 0.006 | 0.015 | 22.1 | 64.4 | 8.4 |
| 6 | 0.22 | 0.78 | 0.011 | 0.002 | 0.008 | 1.15 | 0.64 | 0.17 | 0.005 | 0.020 | 21.7 | 64.5 | 8.6 |
| 7 | 0.21 | 0.78 | 0.013 | 0.002 | 0.016 | 1.17 | 0.62 | 0.17 | 0.006 | 0.015 | 20.9 | 65.4 | 8.7 |
| 8 | 0.24 | 0.72 | 0.010 | 0.002 | 0.024 | 0.92 | 0.89 | 0.19 | 0.005 | н.п.о | 24.8 | 50.8 | 9.7 |
| 9 | 0.20 | 0.78 | 0.014 | 0.003 | 0.017 | 1.04 | 0.66 | 0.27 | 0.007 | 0.012 | 20.3 | 61.0 | 13.5 |
| 10 | 0.45 | 0.55 | 0.009 | 0.005 | 0.004 | 1.05 | 0.70 | 0.21 | 0.005 | 0.015 | 44.2 | 59.9 | 10.8 |
| 11 | 0.47 | 0.53 | 0.007 | 0.005 | 0.003 | 1.06 | 0.74 | 0.18 | 0.005 | 0.010 | 46.8 | 59.0 | 9.2 |
| 12 | 0.16 | 0.80 | 0.015 | 0.002 | 0.029 | 1.35 | 0.46 | 0.18 | 0.007 | 0.002 | 16.3 | 74.7 | 9.1 |
| 13 | 0.29 | 0.70 | 0.012 | 0.002 | 0.004 | 1.11 | 0.70 | 0.17 | 0.007 | 0.010 | 28.8 | 61.4 | 8.6 |
| 14 | 0.32 | 0.68 | 0.011 | 0.003 | 0.004 | 1.16 | 0.60 | 0.21 | 0.007 | 0.015 | 31.5 | 66.1 | 10.5 |
| 15 | 0.21 | 0.83 | 0.011 | 0.003 | 0.005 | 1.14 | 0.59 | 0.15 | 0.005 | 0.062 | 20.0 | 65.9 | 7.8 |
| 16 | 0.28 | 0.69 | 0.008 | 0.002 | 0.027 | 0.91 | 0.95 | 0.14 | 0.003 | н.п.о | 28.5 | 49.1 | 6.9 |
| 17 | 0.22 | 0.78 | 0.010 | 0.003 | 0.011 | 1.07 | 0.57 | 0.29 | 0.008 | 0.027 | 21.7 | 65.3 | 15.1 |
| 18 | 0.43 | 0.57 | 0.006 | 0.004 | 0.004 | 1.20 | 0.60 | 0.18 | 0.004 | 0.009 | 42.9 | 66.7 | 9.0 |
| 19 | 0.21 | 0.76 | 0.010 | 0.004 | 0.022 | 1.00 | 0.71 | 0.27 | 0.005 | 0.004 | 21.6 | 58.4 | 13.7 |
| 20 | 0.15 | 0.84 | 0.014 | н.п.о | 0.009 | 1.34 | 0.55 | 0.07 | 0.013 | 0.010 | 14.9 | 70.9 | 3.8 |
| 21 | 0.28 | 0.72 | 0.010 | 0.004 | 0.007 | 1.06 | 0.57 | 0.31 | 0.008 | 0.025 | 28.1 | 65.0 | 15.9 |
| 22 | 0.41 | 0.58 | 0.009 | 0.002 | 0.002 | 1.18 | 0.61 | 0.18 | 0.005 | 0.011 | 41.1 | 65.8 | 9.0 |
| 23 | 0.25 | 0.71 | 0.012 | 0.002 | 0.023 | 1.00 | 0.81 | 0.16 | 0.020 | 0.006 | 25.9 | 55.2 | 8.1 |
| 24 | 0.19 | 0.80 | 0.007 | 0.002 | 0.025 | 1.03 | 0.73 | 0.19 | 0.007 | 0.023 | 19.3 | 58.7 | 9.7 |
| 25 | 0.13 | 0.84 | 0.013 | 0.001 | 0.024 | 1.31 | 0.44 | 0.22 | 0.009 | 0.011 | 13.4 | 74.7 | 11.3 |
| 26 | 0.19 | 0.78 | 0.009 | 0.001 | 0.020 | 0.99 | 0.64 | 0.36 | 0.006 | 0.003 | 19.2 | 60.7 | 18.1 |
| 27 | 0.10 | 0.88 | 0.009 | н.п.о | 0.023 | 1.19 | 0.44 | 0.32 | 0.013 | 0.016 | 10.0 | 73.0 | 16.3 |
| 28 | 0.25 | 0.72 | 0.007 | 0.001 | 0.024 | 0.98 | 0.87 | 0.15 | 0.002 | н.п.о | 25.9 | 53.1 | 7.6 |
| 29 | 0.09 | 0.87 | 0.019 | н.п.о | 0.020 | 1.40 | 0.42 | 0.17 | 0.004 | 0.002 | 9.2 | 77.1 | 8.6 |
| 30 | 0.10 | 0.85 | 0.021 | 0.001 | 0.027 | 1.17 | 0.48 | 0.34 | 0.007 | 0.002 | 10.5 | 70.8 | 17.1 |
| 31 | 0.14 | 0.83 | 0.016 | н.п.о | 0.023 | 1.04 | 0.68 | 0.26 | 0.010 | 0.004 | 14.3 | 60.2 | 13.2 |
| 32 | 0.18 | 0.77 | 0.011 | 0.001 | 0.036 | 1.03 | 0.78 | 0.18 | 0.005 | 0.002 | 18.6 | 56.8 | 8.9 |
| 33 | 0.45 | 0.53 | 0.005 | 0.005 | 0.009 | 0.60 | 1.31 | 0.08 | 0.002 | 0.001 | 45.9 | 31.4 | 4.0 |
| 34 | 0.07 | 0.89 | 0.019 | н.п.о | 0.026 | 0.92 | 0.65 | 0.39 | 0.023 | 0.007 | 7.6 | 58.9 | 20.0 |
| 35 | 0.25 | 0.76 | 0.009 | 0.005 | 0.005 | 1.03 | 0.45 | 0.44 | 0.013 | 0.031 | 24.4 | 69.6 | 22.9 |
| 36 | 0.26 | 0.77 | 0.008 | 0.003 | 0.004 | 0.93 | 0.38 | 0.57 | 0.017 | 0.047 | 25.0 | 70.8 | 30.4 |
| 37 | 0.05 | 0.95 | 0.017 | 0.007 | 0.013 | 0.98 | 0.03 | 0.91 | 0.011 | 0.038 | 4.7 | 97.4 | 47.6 |
| 38 | 0.05 | 0.95 | 0.020 | 0.005 | 0.013 | 0.99 | 0.02 | 0.91 | 0.010 | 0.036 | 5.1 | 97.5 | 47.3 |
| 39 | 0.06 | 0.94 | 0.017 | 0.006 | 0.013 | 1.03 | 0.04 | 0.84 | 0.009 | 0.038 | 6.2 | 95.8 | 44.1 |
| 40 | 0.06 | 0.93 | 0.018 | 0.008 | 0.014 | 1.03 | 0.05 | 0.84 | 0.008 | 0.038 | 6.3 | 95.6 | 43.8 |

Примечание. Формульные соотношения вычислены на основе четырех атомов кислорода. Порядковые номера анализов 1—40 те же, что и в табл. 4, где приводятся соответствующие значения в мас. %.

является так называемым «совместимым» элементом при кристаллизации коматитовых или базитовых магм. Однако этот элемент существенно не входит в структуру оливина и потому должен приобретать «несовместимый» характер поведения при массовой кристаллизации оливина из предположительно коматитового расплава [Barkov et al., 2019]. Вероятно, такой механизм осуществлялся при формировании дунитового блока с накоплением значительных уровней хрома на фронте кристаллизации остаю-

щегося расплава (после массового выделения оливина), способствуя тем самым эпизодической кристаллизации хромита с формированием зон стратиформного хромитового оруденения (см. рис. 3).

Коматиитовый характер исходных расплавов

Кристаллизация фазы Fo_{96} в массиве Мончеплутон согласуется с магмой исключительно высокомагнезиального (вероятно, коматиитового) состава. Данная фаза является первично-магматической, так как присутствует в довольно свежей породе, не подвергнутой региональному метаморфизму и содержащей лишь весьма ограниченные проявления вторичной ассоциации аутометасоматического происхождения. Как подчеркивалось, эта фаза ассоциирует с весьма высокомагнезиальными зернами авгита и незональными, субидiomорфными кристаллами $Mcr-Chr$, не несущими признаков низкотемпературного воздействия или субсолидусных модификаций (см. рис. 5, а, б).

Ранняя нуклеация высокофорстеритовой фазы согласуется с ее локализацией в дунитовых кумулатах массива Мончеплутон. Авторы [Yudovskaya et al., 2015] сделали вывод о коматиитовом характере исходного расплава, способного кристаллизовать оливиновую фазу с магнезиальностью уровня $Mg\# > 92$. Ими предполагается наличие пульсов все более примитивного и обогащенного хромом расплава, приведших к реверсному тренду с возрастанием значений $Mg\#$ в составах оливина и содержащих его ультрамафитов по разрезу массива Уиткомст, родственного Бушвельдскому массиву. Расплав с содержанием ≥ 19 мас. % MgO явился, вероятно, исходным для мощной серии дунит-перидотит-пироксенитовых пород, развитых в мульдоподобных структурах (частях протокамеры) в северной и восточной частях Бушвельдского массива, магнезиальность оливина в которых $Mg\# > 91$ [Wilson, 2015]. Данная интерпретация согласуется с выводами [Eales, Costin, 2012] о коматиитовом характере исходной магмы Бушвельдского массива с содержанием ~ 27 мас. % MgO и 0.5 мас. % Cr_2O_3 . Для расслоенного массива Падос-Тундра и ассоциирующих с ним субвулканических интрузий (Чапесвара и др.) предполагается магма коматиитового типа [Barkov et al., 2019].

Эти предположения и оценки согласуются с проявлениями высокомагнезиальных лав, таких как пикриты Гавайских островов, оливин которых достигает значений $Mg\# \sim 92$, что соответствует расчетному значению 21.2 мас. % MgO в исходном расплаве, способном кристаллизовать хромит с 43—45 мас. % Cr_2O_3 [Matzen et al., 2011]. Более магнезиальный оливин ($Mg\# 93.5$) и находящийся в ассоциации с ним хромит (58 мас. % Cr_2O_3) описаны в коматиитовом потоке в Зимбабве, где исходный расплав явился еще более магнезиальным (~ 26 мас. % MgO), отвечая вероятной температуре извержения порядка ~ 1520 °C [Rollinson, 1997].

Происхождение гипермагнезиальных составов оливина в расслоенных интрузиях

Таким образом, наши данные показывают, что оливин приобретает гипермагнезиальные составы (Fo_{96} и Fo_{93}) лишь в кумулатах существенно обогащенных хромшпинелидами: до ~ 20 и 30 об. % в массивах Мончеплутон и Падос-Тундра соответственно. Во всех других ассоциациях, даже в образцах оливиновых кумулатов из дунитового блока, т. е. структуры, вмещающей хромитовое оруденение, магнезиальность оливина не превышает нормальных уровней: до Fo_{90-91} (см. табл. 3, рис. 6). Следовательно, особые условия петро- и рудогенеза, возникающие в парагенетической ассоциации силикатов (оливина и пироксена) и оксидов ($Mcr-Chr$), являются условием формирования сосуществующих фаз гипермагнезиальных составов.

Мы полагаем, что гипермагнезиальные составы ассоциации оливин Fo_{96} + авгит + Mcr Сопчеозерского месторождения отражают значительное возрастание уровня фугитивности кислорода (f_{O_2}) в системе при почти одновременной кристаллизации оливина и $Mcr-Chr$, вслед за которыми кристаллизовался необычайно магнезиальный пироксен. Этот же фактор мог обусловить аномальную магнезиальность оливина в хромитоносном кумулате дунитового блока массива Падос-Тундра.

Массив Мончеплутон по своей природе не является вулканическим, как Стромболи, где осуществлялась резкая дегазация базальтовой магмы [Cortés et al., 2006], и не относится к субвулканическому типу подобно массиву Рам в Шотландии, где из пикритовой магмы кристаллизовался оливин с $Mg\# = 93$ [Upton et al., 2002]. Тем не менее Мончегорский интрузив, вероятно, формировался на сравнительно небольших глубинах (< 10 км) [Печерский и др., 2004]. По нашим данным, массив Падос-Тундра сопровождается в Серпентинитовом поясе родственными ему телами микротонкозернистых ультрамафитов субвулканического характера, что согласуется со сравнительно малоглубинными условиями их кристаллизации. Вероятные причины роста уровней f_{O_2} и возрастания окислительного потенциала магмы в условиях сравнительно малой глубинности рассматриваются в работе [Czamanske, Wones, 1973]. Составы зерен хромшпинелидов в сосуществовании с фазой Fo_{96} содержат значительное количество Fe^{3+} (см. табл. 2), что согласуется с повышенным уровнем f_{O_2} в системе. В составе авгита Fe^{3+} не отмечается, что вполне может отражать относительное отсутствие Na в среде минералообразования, препят-

ствующее вхождению Fe^{3+} в структуру клинопироксена парным механизмом замещения с вовлечением эгринового компонента. Рост окислительного потенциала сопровождается наблюдаемым развитием поздних диффузионных кайм хромита, обогащенного Fe^{3+} («феррихромитовый» компонент) в хромшпинелидах массива Падос-Тундра, где выделяются три ассоциации хромшпинелидов: 1) аксессуарная в ультрамафитах вне дунитового блока, 2) сегрегация и богатая вкрапленная минерализация и 3) стратиформные руды дунитового блока, которые показывают подобный характер эволюционных трендов с возрастанием Fe^{3+} в ходе кристаллизации [Никифоров, 2018].

Подобные среды минералообразования с прогрессивным ростом и локально повышенными уровнями f_{O_2} предполагались ранее для объяснения зон аномального обогащения Mg–(Cr) в хромшпинелидах [Barkov et al., 2009] и пироксене [Barkov, Martin, 2015]. Процессы субсолидусного обмена в сосуществующих фазах «оливин–хромшпинелид» с возрастанием магнезиальности оливина [Roeder et al., 1979] в нашем случае не представляются вероятными и убедительными, как и возможная роль низкотемпературных процессов вторичного изменения с приповерхностным окислением в ходе взаимодействия с карбонатсодержащими и другими растворами [Плечов и др., 2018]. Для объяснения гипермагнезиального состава фазы Fo_{96} Мончеплутон допущение таких механизмов представляется весьма маловероятным поскольку:

1. Изученные гипермагнезиальные фазы в расслоенных интрузиях гомогенны.

2. Сосуществующие фазы хромшпинелидов и оливина ведут себя когерентно в процессе кристаллизации, формируя закономерные тренды с ковариациями содержаний Mg и положительной корреляцией магнезиальности с примесью Ni в оливине (см. рис. 6, 7). Как показано [Плечов и др., 2018], низкотемпературное формирование фаз «вторичного» оливина отражается значительным развитием в нем включений гематита и других рудных минералов, а также заметными отклонениями в содержании примесных компонентов (Mn, Ni, Ca).

3. Гипермагнезиальный оливин Мончеплутон ассоциирует с фазой наиболее высокохромистого (1.50 мас. % Cr_2O_3) и высокомагнезиального авгита ($\text{Mg}\# = 94$; см. рис. 8). Эта фаза, как и ассоциирующий незональный магнезиохромит однородного состава, «венчает» собой вариационные тренды серий составов комплекса (см. рис. 7, 8). Таким образом, парагенетическая ассоциация чрезвычайно высокомагнезиальных фаз (Fo_{96} + авгит ($\text{Mg}\# = 94$) + магнезиохромит ($\text{Mg}\# \approx 65$)), несомненно, является первичной. Наблюдаемая однородность, крайне высокая магнезиальность и отсутствие зональности в кристаллах сосуществующего магнезиохромита не дают оснований полагать, что он вовлекался в процессы субсолидусного обмена с высокофорстеритовой фазой состава Fo_{96} .

В обоих массивах, Мончеплутон и Падос-Тундра, имеются свидетельства локального насыщения сульфидно-оксидным расплавом, который выступал в качестве резервуара как Ni, Fe^{2+} , так и Fe^{3+} . Это обстоятельство масштабно проявлено в массиве Мончеплутон, где развиты системы крупных жильных тел сульфидных руд с магнетитом, вскрытые штольнями на нижних стратиграфических уровнях. В комплексе Падос-Тундра сегрегации хромитита содержат лишь редкие сульфидные зерна размерностью до ≤ 0.2 мм, преимущественно миллерита [$\text{Ni}_{1.03}\text{Fe}_{0.01}\text{S}_{0.96}$] и Co-содержащего пентландита [$(\text{Ni}_{5.80}\text{Fe}_{2.64}\text{Co}_{0.46})_{\Sigma 8.90}\text{S}_{8.10}$]. Как отмечалось, хромит в диффузионных каймах зерен хромшпинелидов в этой ассоциации обогащен магнетитовым компонентом. Таким образом, прослеживается известная тенденция преимущественного развития сульфидных фаз, обогащенных Ni и Cu, что в целом характерно для хромитовых горизонтов и зон в расслоенных интрузиях, например, в имандровском комплексе, Кольский полуостров [Barkov, Fleet, 2004].

ВЫВОДЫ

Чрезвычайно высокомагнезиальная парагенетическая ассоциация Fo_{96} + авгит + MCr-Chr, обнаруженная в Сопчеозерском хромитовом месторождении массива Мончеплутон, включает фазу состава Fo_{96} , являющуюся наиболее высокофорстеритовой в расслоенных интрузиях мира. Ассоциирующие авгит ($\text{Mg}\# = 94$) и магнезиохромит ($\text{Mg}\# \approx 65$) также относятся к предельно магнезиальным фазам в расслоенных интрузиях. Формирование гипермагнезиального оливина этой ассоциации вряд ли может являться результатом субсолидусной реакции между оливином и хромшпинелидом или объясняться процессами низкотемпературного изменения оливина.

Оливин рудовмещающего дунитового блока (на этом же уровне) не обнаруживает подобных максимумов магнезиальности. Субидиоморфные кристаллы ассоциирующего магнезиохромита не имеют зональности и не несут признаков низкотемпературного воздействия или субсолидусных модификаций. Сосуществующие фазы хромшпинелидов и оливина ведут себя когерентно в процессе кристаллизации расслоенных массивов Мончеплутон и Падос-Тундра, формируя закономерные тренды с ковариациями значений $\text{Mg}\#$ и их положительной корреляцией с примесью Ni в составах оливина. Однородность, отсутствие зональности и сопоставимая гипермагнезиальность сосуществующего магнезиохромита ука-

зывают на весьма малую вероятность того, что чрезвычайное обогащение оливина магнием могло произойти вследствие его реакции со столь же высокомагнезиальным хромшпинелидом.

В обоих массивах предполагаются: 1) исходная магма высокомагнезиального состава (коматиитового), 2) достижение уровней локального насыщения сульфидно-оксидным расплавом и 3) рост значений f_{O_2} с конверсией существенной части железа в форму Fe^{3+} . Повышенные уровни f_{O_2} и относительный дефицит Fe^{2+} в системе, вероятно, обусловили аномально высокую степень магнезиальности сосуществующих силикатных и оксидных минералов парагенезиса $Fe_{96} +$ авгит ($Mg\# = 94$) + Mg в Сопчеозерском месторождении. Подобные режимы минералообразования объясняют аномальный характер зональности с формированием обогащенных Mg –(Cr) зон в хромшпинелидах [Barkov et al., 2009] и пироксене [Barkov, Martin, 2015].

Максимальная магнезиальность оливина (Fe_{93}) в массиве Падос-Тундра также наблюдается в ультрамафитовом кумулате (дуните), содержащем значительную хромитовую минерализацию. Повышенные значения f_{O_2} в целом свойственны хромитовым зонам этого комплекса, что отражается в существенном содержании Fe^{3+} в составах рудоформирующих хромшпинелидов. Подобные проявления аномально высокомагнезиальных фаз вероятны в хромитовых зонах или сегрегациях других расслоенных интрузий, где мог реализовываться подобный режим роста f_{O_2} в среде минералообразования.

Относительный дефицит Fe^{2+} , возникающий вследствие повышенных уровней f_{O_2} в условиях локального насыщения рудно-магматической системы сульфидно-оксидным расплавом, может способствовать более эффективной экстракции из этого расплава других (нежели Fe^{2+}) катионов: Ni и Cu . Тем самым такие условия могут являться причиной известного факта заметного обогащения Ni и Cu сульфидной минерализации, ассоциирующей с хромититами в расслоенных интрузиях и других хромитосных ультрамафитовых комплексах.

Авторы благодарны Е.В. Шаркову, М.М. Богоиной и Д.В. Кузьмину за конструктивную критику, а также признательны редколлегии журнала, оставляя за собой ответственность за все положения и выводы статьи. Экспедиционные исследования проведены при значительном содействии С.С. Крамзаева (ЛПРМ, ЧГУ). Работа выполнялась по государственному заданию ИГМ СО РАН и научно-исследовательским проектам Череповецкого государственного университета, а также поддержана РФФИ (проект 19-05-00181).

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 147—153.

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометаллическая минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 4, с. 239—352.

Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л., Наука, 1980, 160 с.

Королюк В.Н., Нигматулина Е.Н., Усова Л.В. О точности определения состава основных породобразующих силикатов и оксидов на микроанализаторе JXA-8100 // Журнал аналитической химии, 2009, т. 64, № 10, с. 1070—1074.

Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. Рентгеноспектральный микроанализ породобразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (10), с. 1813—1824.

Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология, 2004, № 2, с. 23—30.

Леонтьева О.П., Белонин М.Д. Геологическая карта минеральных ресурсов СССР М-б 1:200 000. Лист Q-35-VI. Кольская серия / Ред. К.А. Шуркин. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове // Отечественная геология, 2005, № 6, с. 52—60.

Мурашов Д.Ф. Ультрабазитовые интрузии Серпентинитового пояса (Падос-Тундра и др.) // Геология СССР, Мурманская область, геологическое описание. Т. 27(1). М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 318—321.

Никифоров А.А. Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в комплексе Падос-Тундра, Кольский полуостров // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск, 2018, с. 76—79.

Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Начасова И.Е. Детальная запись геомагнитного поля во время остывания Мончегорского интрузива // Физика Земли, 2004, № 8, с. 14—24.

Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 2129—2147.

Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.

Серов П.А., Баянова Т.Б., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С. Дунит-гарцбургит-пироксенитовый массив Падос-Тундра: новые Sm-Nd данные о возрасте пород ритмично-расслоенной серии // Геология и минерагения Северной Евразии. Материалы совещания к 60-летию ИГГ СО АН СССР (Новосибирск, 3—5 октября 2017 г.). Новосибирск, 2017, с. 213—214.

Чашин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерагения // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 1, с. 231—256.

Чашин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 6, с. 507—515.

Шапкин С.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Падос-Тундра — новые Sm-Nd и U-Pb данные для пород массива (западная часть Кольского полуострова) // Материалы XIX конференции молодых ученых, памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О. Кратца (Апатиты, 24—28 ноября 2008 г.). Апатиты, Изд-во Кольского НЦ РАН, 2008, с. 63—66.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / Ред. О.А. Богатиков. М., Научный мир, 2006, 367 с.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений, 2014, т. 56, № 3, с. 171—194.

Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland — its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis of the distribution of chromium // Bull. Geol. Survey Finl., 1982, v. 319, 116 p.

Alapieti T.T., Huhtelin T.A. The Kemi intrusion and associated chromitite deposit // Early Palaeoproterozoic (2.5–2.4) Tornio-Näränkäväära layered intrusion belt and related chrome and platinum-group element mineralization, northern Finland. Field trip guidebook for the Tenth Platinum Symposium (Oulu, Finland, 2005) / Eds. T.T. Alapieti, A.J. Kärki. Geol. Survey of Finland, 2005, Guide 51a, Chapter 2, p. 13—32.

Alapieti T., Filen B., Lahtinen J., Lavrov M., Smolkin V., Voitsekhovskiy S. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Mineral. Petrol., 1990, v. 42, p. 1—22.

Arndt N.T. Differentiation of komatiite flows // J. Petrol., 1986, v. 27, № 2, p. 279—301.

Arndt N.T., Guitreau M., Boullier A.-M., Le Roex A., Tommasi A., Cordier P., Sobolev A. Olivine, and the origin of kimberlite // J. Petrol., 2010, v. 51, p. 573—602.

Atkins F.B. Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa // J. Petrol., 1969, v. 10, p. 222—249.

Ballhaus C.G., Glikson A.Y. The petrology of layered mafic-ultramafic intrusions of the Giles Complex, western Musgrave Block, central Australia // J. Aust. Geol. Geophys., 1995, v. 16, p. 69—89.

Barkov A.Y., Fleet M.E. An unusual association of hydrothermal platinum-group minerals from the Imandra layered complex, Kola Peninsula, northwestern Russia // Can. Mineral., 2004, v. 42, p. 455—467.

Barkov A.Y., Martin R.F. Anomalous Cr-rich zones in sector-zoned clinopyroxene macrocrysts in gabbro, Mont Royal, Montreal, Quebec, Canada // Can. Mineral., 2015, v. 53, p. 895-910.

Barkov A.Y., Martin R.F., Shi L., Feinglos M.N. New data on PGE alloy minerals from a very old collection (probably 1890s), California // Am. Mineral., 2008, v. 93, p. 1574—1580.

Barkov A.Y., Nixon G.T., Levson V.M., Martin R.F. Patterns of zonation in magnesiochromite-chromite from placers of British Columbia, Canada // Can. Mineral., 2009, v. 47, p. 953—968.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F. A novel mechanism of spheroidal weathering: a case study from the Monchepluton layered complex, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl., 2015, v. 87, p. 79—85.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Halkoaho T.A.A., Konnunaho J.P. The origin of spheroidal patterns of weathering in the Pados-Tundra ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl., 2016, v. 88, p. 105—113.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F. The structure and cryptic layering of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentinite belt, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl., 2017a, v. 89, p. 35—56.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Korolyuk V.N. Compounds of Ru-Se-S, alloys of Os-Ir, framboidal Ru nanophases and laurite-clinocllore intergrowths in the Pados-Tundra complex, Kola Peninsula, Russia // Eur. J. Mineral., 2017b, v. 29, p. 613—621.

- Barkov A.Y., Korolyuk V.N., Barkova L.P., Martin R.F.** Double-front crystallization in the Chapesvara ultramafic subvolcanic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*, 2019, v. 10, p. 14.
- Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F.** Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 165—198.
- Chistyakova S., Latypov R., Zaccarini F.** Chromitite dykes in the Monchegorsk layered intrusion, Russia: *in situ* crystallization from chromite-saturated magma flowing in conduits // *J. Petrol.*, 2016, v. 56, p. 2395—2424.
- Cortés J.A., Wilson M., Condliffe E., Francalanci L.** The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli volcano, Italy // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 1345-1373.
- Czamanske G.K., Wones D.R.** Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway. 2. Mafic silicates // *J. Petrol.*, 1973, v. 14, p. 349-380.
- Dedeev A.V., Khashkovskaya T.N., Galkin A.S.** PGE mineralization of the Monchegorsk layered mafic-ultramafic intrusion of the Kola Peninsula // *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements* / Ed. L.J. Cabri. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002, spec. v. 54, p. 569—577.
- Eales H.V., Costin G.** Crustally contaminated komatiite: primary source of the chromitites and Marginal, Lower, and Critical Zone magmas in a staging chamber beneath the Bushveld Complex // *Econ. Geol.*, 2012, v. 107, p. 645—665.
- Eggs S.M., Rudnick R.L., McDonough W.F.** The composition of peridotites and their minerals: a laser-ablation ICP-MS study // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 154, p. 53—71.
- Frey F.A., Prinz M.** Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 38, p. 129—176.
- Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E.** Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia) // *Mineral. Deposita*, 2003, v. 38 (3), p. 312—326.
- Hulbert L.J., von Gruenewaldt G.** Textural and compositional features of chromite in the Lower and Critical zones of the Bushveld Complex south of Potgietersrus // *Econ. Geol.*, 1985, v. 80, p. 872—895.
- Johan Z., Martin R.F., Ettler V.** Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits // *Eur. J. Mineral.*, 2017, v. 29, p. 543—555.
- Maier W.D., Smithies R.H., Spaggiari C.V., Barnes S.J., Kirkland C.L., Yang S., Lahaye Y., Kiddie O., MacRae C.** Petrogenesis and Ni-Cu sulphide potential of mafic-ultramafic rocks in the Mesoproterozoic Fraser Zone within the Albany-Fraser orogen, western Australia // *Precambrian Res.*, 2016, v. 281, p. 27—46.
- Matzen A.K., Baker M.B., Beckett J.R., Stolper E.M.** Fe-Mg partitioning between olivine and high-magnesian melts and the nature of Hawaiian parental liquids // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 1243—1263.
- Mutanen T., Huhma H.** U-Pb geochronology of the Koitelainen, Akanvaara and Keivitsa layered intrusions and related rocks // *Geol. Surv. Finl.*, 2001, Special paper, v. 33, p. 229—246.
- Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T., Gordeychik B., Ishizuka O., Haraguchi S., Miyazaki T., Vaglarov B.S., Chang Q., Hamada M., Kimura J.-I., Ueki K., Toyama C., Nakao A., Iwamori H.** Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction // *Nature*, 2017, Scientific reports 7, № 11515.
- Roeder P.L., Emslie R.F.** Olivine-liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 29, p. 275—289.
- Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.** A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 68, p. 325—334.
- Rollinson H.** The Archean komatiite-related Inyala chromitite, southern Zimbabwe // *Econ. Geol.*, 1997, v. 92, p. 98—107.
- Shapkin S., Bayanova T.** Geochronological Sm-Nd dating of the Cr-PGE-bearing Pados Massif (North-West Baltic Shield): new mineral and rock isochrons // *Geophys. Res. Abstr.*, 2009, v. 11, EGU2009-339-3.
- Sharkov E.V., Chistyakov A.V.** The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafic-ultramafic massif in the Kola Peninsula: Geology, petrology, and ore potential // *Petrology*, 2012, v. 20, № 7, p. 607—639.
- Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R.** Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*, 2011, v. 477, p. 312—316.
- Upton B.G.J., Skovgaard A.C., McClurg J., Kirstein L., Cheadle M., Emeleus C.H., Wadsworth W.J., Fallick A.E.** Picritic magmas and the Rum ultramafic complex, Scotland // *Geol. Mag.*, 2002, v. 139, p. 437—452.

Wilson A.H. The Great Dyke of Zimbabwe // Layered intrusions / Ed. R.G. Cawthorn. Amsterdam, Elsevier, 1996, p. 365—402.

Wilson A.H. The earliest stages of emplacement of the eastern Bushveld complex: development of the Lower Zone, Marginal Zone and Basal Ultramafic Sequence // J. Petrol., 2015, v. 56, p. 347—388.

Yang S.-H., Maier W.D., Hanski E.J., Lappalainen M., Santaguida F., Määttä S. Origin of ultranickeliferous olivine in the Kevitsa Ni–Cu–PGE-mineralized intrusion, northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol., 2013, v. 166, p. 81—95.

Yudovskaya M.A., Naldrett A.J., Woolfe J.A.S., Costin G., Kinnaird J.A. Reverse compositional zoning in the Uitkomst chromitites as an indication of crystallization in a magmatic conduit // J. Petrol., 2015, v. 56, p. 2373—2394.

*Рекомендована
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 8 июня 2019 г.,
принята в печать 11 февраля 2020 г.*