

Гипермагнезиальный оливин в расслоенных интрузиях комплексов Мончеплутон (Fo96) и Падос-Тундра (Fo93), Кольский полуостров

Барков А. Ю., Изох А. Э., Никифоров А. А., Королук В. Н.

Аннотация

Рассматриваются вариации составов оливина и хромшпинелидов в расслоенных комплексах Мончеплутон и Падос-Тундра, которые содержат значительное хромитовое оруденение. Парагенетическая ассоциация чрезвычайно высокомагнезиальных фаз [Fo96 + авгит (Mg# 94) + магнезиохромит, Mcr (Mg# ~65); Mg# = [Mg:(Mg+Fe²⁺+Mn)] установлена в минерализованном дуните (до 25-30 объём.% Mcr) в Сопчеозёрском хромитовом месторождении комплекса Мончеплутон, Кольский по-в. Ассоциирующий оливин вмещающего Дунитового блока показывает нормальные значения максимальной магнезиальности, согласующиеся с вариациями кумулюсного оливина в целом в расслоенных интрузиях (Fo₉₁₋₉₂). Фаза Fo96 из Сопчеозёрского месторождения представляет собой наиболее примитивный состав оливина, когда-либо сообщённый 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 комплекса Падос-Тундра состав оливина достигает Fo93 в минерализованном дуните (до 20–25 объём.% магнезиального хромита). Это значение Mg# заметно превышает величины в ряду составов [Fo85.5–90.6] установленном в зёрнах оливина в породах серии оливиновый ортопироксенит–гарцбургит–дунит в пределах всего комплекса.

Оливин и хромшпинелид ведут себя когерентно в кумулатах обоих комплексов, с положительной ковариацией между Mg# и содержанием Ni в оливине (R=0,75; n=160) и положительной корреляцией в значениях Mg# сосуществующих зёрен 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 (Fo96), но и во всех ассоциирующих с ним фазах в Мончеплутоне. Необычайно высокие степени обогащения Mg связываются с повышенными значениями fO₂ и прогрессивным увеличением уровня окисления при кристаллизации ассоциации оливин (+ высокомагнезиальный авгит) – хромшпинелид из пикритовой магмы. Значительное снижение содержаний Fe²⁺ в рудномагматической системе обогащённой хромшпинелидами, вероятно, обусловило наблюдаемое увеличение значений Mg# (до Fo96) относительно обычных максимальных значений в расслоенных интрузиях (Fo₉₁₋₉₂).

Ключевые слова:

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

19 окт 2018 (представлено)

7 июня 2019 (ревиз-2.)

22 янв 2020 (ревиз-3.)

УДК 552.321.6 (552.13)

Гипермагнезиальный оливин в расслоенных интрузиях: проявления в комплексах Мончеплутон (Fo₉₆) и Падос-Тундра (Fo₉₃), Кольский полуостров

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

¹ *Лаборатория промышленной и рудной минералогии, Череповецкий государственный университет, 162600, г. 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, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Рассматриваются вариации составов оливина и хромшпинелидов в расслоенных комплексах Мончеплутон и Падос-Тундра, которые содержат значительное хромититовое оруденение. Парагенетическая ассоциация чрезвычайно высокомагнезиальных фаз [Fo₉₆ + авгит (Mg# 94) + магнезиохромит, Mcr (Mg# ~65); Mg# = [Mg:(Mg+Fe²⁺+Mn)] установлена в минерализованном дуните (до 25-30 объём.% Mcr) в Сопчеозёрском хромитовом месторождении комплекса Мончеплутон, Кольский по-в. Ассоциирующий оливин вмещающего Дунитового блока показывает нормальные значения максимальной магнезиальности, согласующиеся с вариациями кумулусного оливина в целом в расслоенных интрузиях (Fo_{≤91-92}). Фаза Fo₉₆ из Сопчеозёрского месторождения представляет собой наиболее примитивный состав оливина, когда-либо сообщённый 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 комплекса Падос-Тундра состав оливина достигает Fo₉₃ в минерализованном дуните (до 20–25 объём.% магнезиального хромита). Это значение Mg# заметно превышает величины в ряду составов [Fo_{85.5-90.6}] установленном в зёрнах оливина в породах серии оливиновый ортопироксенит–гарцбургит–дунит в пределах всего комплекса.

Оливин и хромшпинелид ведут себя когерентно в кумулатах обоих комплексов, с положительной ковариацией между Mg# и содержанием Ni в оливине (R=0,75; n=160) и положительной корреляцией в значениях Mg# сосуществующих зёрен 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 необычайное обогащение Mg,

наблюдаемое не только в оливине (Fo_{96}), но и во всех ассоциирующих с ним фазах в Мончеплутоне. Необычайно высокие степени обогащения Mg связываются с повышенными значениями fO_2 и прогрессивным увеличением уровня окисления при кристаллизации ассоциации оливин (+ высокомагнезиальный авгит) – хромшпинелид из пикритовой и коматиитовой магмы. Значительное снижение содержаний Fe^{2+} в рудномагматической системе обогащённой 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, пикритовая магма, коматиитовая магма, ультрамафит-мафитовые комплексы, расслоенные интрузии, Мончеплутон, Падос-Тундра, Кольский полуостров.

Hypermagnesian olivine in layered intrusions: occurrences in the Monchepluton (Fo_{96}) and Pados-Tundra (Fo_{93}) complexes, Kola Peninsula

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

Compositional variations of olivine and chromian spinels are examined in two layered complexes, Monchepluton and Pados-Tundra, which host significant chromitite deposits. A paragenetic association of exceptionally high-magnesium phases [Fo_{96} + augite (Mg# 94) + magnesiochromite, Mcr (Mg# ~65); Mg# = $[Mg:(Mg+Fe^{2+}+Mn)]$] is present in a mineralized dunite (up to 25-30 vol.% Mcr) in the Sopcheozyorskoye chromite deposit of the Monchepluton layered complex, Kola Peninsula, Russia. The associated olivine of the host Dunite block displays, however, normal maximum values of Mg# consistent with those observed in cumulus olivine in layered intrusions worldwide ($Fo_{\leq 91-92}$). The Fo_{96} phase at Sopcheozyorskoye represents the most primitive composition ever reported from a layered intrusion. The euhedral crystals of Mcr are not zoned in this paragenesis; they are homogeneous, and appear unaffected by subsolidus modifications or transformations.

In the Dunite block of the Pados-Tundra layered complex, the composition of olivine attains Fo_{93} in dunite mineralized with up to 20–25 vol.% magnesian chromite. This Mg# value is notably higher than the range [$Fo_{85.5-90.6}$] established in grains of olivine in Ol-bearing rocks (olivine orthopyroxenite, harzburgite and dunite) over the entire complex.

In these complexes, olivine and chromian spinel behave coherently, with a positive covariation between Mg# and the Ni content of olivine ($R=0,75$; $n=160$) and a positive correlation of Mg# values in compositions of coexisting grains of chromian spinel and olivine ($R=0,8$; $n=150$), suggesting that equilibrium was attained between these phases during crystallization. It appears unlikely that a reaction during subsolidus olivine – chromian spinel adjustments (or a low-temperature alteration of olivine) caused the extreme Mg-enrichment observed, not only in olivine (Fo_{96}), but in all of the associated phases at Monchepluton. We attribute these unusual extents of Mg enrichment to elevated fO_2 values. The level of oxidation increased progressively during crystallization of the association olivine (+ high-Mg augite) – chromian spinel in the picritic or komatiitic magma. The relative shortage of ferrous iron likely explains the observed increase in values of Mg# (up to Fo_{96}) in the Mcr-chromite-enriched

system relative to the usual maximum values observed in cumulus olivine in layered intrusions ($Fo_{\leq 91-92}$).

Hypermagnesian olivine, high-magnesium association, picritic magma, komatiitic magma, ultramafic-mafic complexes, layered intrusions, Monchepluton, Pados-Tundra, Kola Peninsula

Введение

Необычайно высокомагнезиальные составы оливина определены нами в ультрамафитовых кумулатах палеопротерозойских расслоенных интрузий Кольского по-ва: Fo_{96} в дунит–перидотит–ортопироксенит–габброноритовом комплексе Мончеплутон и Fo_{93} в дунит–гарцбургит–ортопироксенитовом комплексе 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 $K_D = 0,30$, 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} – $Fo_{91.5}$ [e.g., Frey, Prinz, 1978; Eggins et al., 1998]. Таким образом, составы превышающие $Fo_{91.5}$ являются отражением особых обстановок или условий кристаллизации. В частности в вулкане Стромболи (Италия) фенокристы Fo_{96} кристаллизовались в условиях, когда значительная часть железа конвертировалась в трёхвалентную форму вследствие дегазации расплава и усилившейся потери водорода системой [Cortés et al., 2006]. Оливин весьма обогащённый Mg и Ni, достигающий составов Fo_{95} – Fo_{97} , характерен для метасоматизированных проявлений дунита, развитых в контакте подформных хромититов 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 [Plechov et al., 2018].

Основной целью нашего исследования является выяснение обстоятельств и причин появления аномально высокомагнезиальных фаз оливина в расслоенных интрузиях Кольского по-ва: 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 интрузивных комплексов. Мы проводим сопоставление с другими расслоенными интрузиями и ультрамафитами содержащими зоны рудной (хромитовой и платинометалльной) минерализации и обсуждаем некоторые аспекты петрогенезиса этих крупных хромитоносных комплексов Кольского по-ва.

Геологический контекст и рудная минерализация

Мафит-ультрамафитовый комплекс 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]. 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 по-ва, Карелии и Финляндии (рис. 1). Как известно, комплекс Мончеплутон включает шесть массивов: г. Ниттис, г. Кумужья, г. Травяная (серия НКТ) субмеридионального простирания и г. Сопча, г. Нюд, г. Поаз (серия СНП), простирающиеся субширотно (рис. 2). Комплекс известен своей значительной рудной специализацией с зонами и системами крупных жильных тел сульфидных Cu-Ni руд и сопутствующей минерализацией элементов группы платины (ЭПГ) [e.g., Dedeev et al., 2002; Гроховская и др., 2003]. Кроме того, довольно крупное месторождение хромитовых руд, Сопчеозёрское, присутствует в Дунитовом блоке комплекса [Чащин и др., 1999].

Палеопротерозойский ультрамафитовый комплекс 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; Sharpin, Vayanova, 2009]. Комплекс является наиболее крупным и цельным представителем Серпентинитового пояса объединяющего массивы дунит-гарцбургит-ортопироксенитового состава (e.g., Чапесвара, Лотмвара и др.) и многочисленные фрагментированные, подвергшиеся динамометаморфизму и в различной степени рассланцованные тела и блоки ультрамафитов (e.g., г. Карека-Тундра и др.) [Мурашов, 1958; Леонтьева, Белонин, 1964; Виноградов, 1971; Зак, 1980].

В комплексе Падос-Тундра установлена скрытая расслоенность и выделена нижняя Дунитовая зона (преимущественно оливинные кумулаты) и перекрывающая её Ортопироксенитовая зона (ортопироксен + оливинные кумулаты) [Barkov et al., 2017a]. Хромитовая минерализация развита в Дунитовом блоке восточного фланга интрузии (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 комплекса [Barkov et al., 2017b]. Необычные формы сфероидально выветрелых поверхностей, отражающие присутствие ойкокристаллов ортопироксена, развиты локально в ультрамафитовых кумулатах обоих 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 комплексе Мончеплутон основное опробывание проводилось по протяжённым линейным направлениям (рис. 2) с интервалом ~30-50 метров и эпизодическими перерывами (обычно ~200-300 м) в случае недостаточной обнажённости. Дополнительно к этому применялось площадное опробывание и отбор по поперечным профилям. В комплексе Падос-Тундра образцы отбирались также по протяжённым профилям в сочетании с площадным опробыванием, включающем хромитоносный Дунитовый блок этого комплекса (рис. 3) [Barkov et al., 2017a].

Сосуществующие зёрна оливина и хромшпинелидов (минералов серии хромит-магнезиохромит: Chr-Mcr) проанализированы в более чем 30 пробах оливинсодержащих пород комплекса Мончеплутон. 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 Сопчеозёрском месторождении хромита (рис. 2). В целях сопоставления характера вариаций также проанализированы составы ромбического и моноклинного пироксенов и других минералов в ~100 образцах по разрезам всех массивов и блоков Мончеплутона (рис. 2).

Кроме того, проанализированы сосуществующие фазы оливина и Chr-Mcr в образцах пород серии оливиновый ортопироксенит-гарцбургит-дунит (по профилям *ab* и *cd*), а также в ортопироксен-оливиновых кумулатах Дунитового блока восточного фланга комплекса Падос-Тундра (рис. 3). В этих парагенезисах проанализировано более 100 индивидуальных зёрен оливина и более 100 зёрен Chr-Mcr. В общей сложности, обобщённые результаты наших исследований включают более 1500 микронзондовых 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» в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 с регистрацией излучения волновыми спектрометрами. Общая методология изложена в работах [Королюк 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 β_1 , свободная от наложения мешающего излучения V. Для компенсации потери интенсивности ее регистрировали на светосильном спектрометре. Наложение линии TiK β_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 магнезиального хромита (Cr, Fe, Mg, Al), марганецсодержащего граната (Mn), ильменита, рутила (Ti) и синтетические оксиды NiFe₂O₄ (Ni), ZnFe₂O₄ (Zn) и V₂O₅ (V) использованы в качестве стандартов при анализе хромшпинелидов. Значения минимального предела обнаружения составили (критерий 1 σ): $\leq 0,01$ мас.% для Cr и $< 0,01$ мас.% для Mg, Ni, Ca, Al и Mn, и $\leq 0,02$ мас.% для Ti и V. Ортопироксен и амфибол анализировались 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: $\leq 0,01$ (Mg, Fe, Ca, K, Mn, Cr, Ti), $\leq 0,02$ (Al, Na), $\leq 0,03$ мас.% (Si). В ходе аналитических работ применялась программа коррекций ZAF. Точность и воспроизводимость аналитических процедур оценивалась специальными тестами по ранее апробированной методологии [Королюк и др., 2009].

Результаты и обсуждение

Ассоциации и составы гипермагнезиального оливина

Чрезвычайно высокие степени магнезиальности оливина установлены нами в

образцах хромит- и авгитсодержащего дунита в Сопчеозёрском месторождении хромита, пространственно входящего в состав Дунитового блока комплекса Мончеплутон (рис. 2). 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.

Зёрна 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 объём.% модального состава (рис. 5а, б). Химические составы всех силикатных минералов (и Mcr-Chr) в этом парагенезисе чрезвычайно высокомагнезиальны. Значения индекса $Mg\#$ [$Mg:(Mg+Fe^{2+}+Mn)$] достигают 96 в составах оливина, 94 авгита и 99 тремолита, который формировался в результате автometасоматического замещения клинопироксена. Зёрна Mcr-Chr также имеют весьма высокое значение $Mg\# \sim 65$, соответствуя магнезиохромиту (табл. 1, 2).

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

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

Общие вариации составов в комплексах Мончеплутон и Падос-Тундра (рис. 6) демонстрируют максимальную магнезиальность оливина (Fo_{96}) в образце авгит-хромитсодержащего дунита Сопчеозёрского хромитового месторождения. Отчётливо наблюдаются ковариации и положительная корреляция значений $Mg\#$ в составах

сосуществующих зёрен 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 зёрен $Mcr-Chr$ в парагенетической ассоциации с оливином Fo_{96} Сопчеозёрского месторождения ложатся на вариационный тренд (рис. 7).

Серпентин, замещающий оливин в этом образце авгитсодержащего дунита из Мончеплутона, также обладает высокой (унаследованной) магнезиальностью. Микрозондовые составы (МВС) двух выделений серпентина (Srp1 и Srp2: рис. 5а) соответствуют формулам $(Mg_{2.77}Fe_{0.15})Si_{2.03}O_5(OH)_4$ и $(Mg_{2.91-2.93}Fe_{0.06-0.07})Si_{2.01}O_5(OH)_4$ (в расчёте на 7 атомов кислорода); их значения $Mg\#$ составляют 94,9 и 97,7–98,1, соответственно. Эти разновидности могут соответствовать двум генерациям или всецело замещённым зонам зональных зёрен оливина. В образце высокофорстеритового дунита в массиве Падос-Тундра вторичная минеральная ассоциация представлена тонкой смесью серпентина, клинохлора и магнезита (рис. 5в, г). В этом комплексе обнаружена аномальная разновидность минерала группы серпентина, обогащённого Cr и Al: до $\sim 2,5$ мас.% Cr_2O_3 и $\sim 4,0$ мас.% Al_2O_3 [Barkov et al., 2017a].

Вариации составов моноклинного и ромбического пироксенов

В комплексе Мончеплутон наблюдаются известные ранее [Шарков, Чистяков, 2014] широкие вариации составов пироксенов. Весьма протяжённые 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. С исключением составов краевой серии, величина коэффициента корреляции (R) составляет 0,79 (250 анализов: рис. 8; $n=250$) и $R=0,83$ ($n=290$: рис. 9).

Фазы гипермагнезиального авгита в парагенезисе с Fo_{96} обладают максимальной примесью хрома (1,50 мас.% Cr_2O_3) (рис. 8). С ними соседствуют фазы клинопироксена из «сфероидального» гарцбургита г. Кумужьей значительно обогащённого хромитом [Barkov et al., 2015], а также из ортопироксеновых кумулятов г. Ниттис. Характерно значительное наложение точек составов клинопироксена в образцах ультрамафитов гг. Ниттис, Кумужья, Травяная, Сопча и Дунитовом блоке (рис. 8). Кумулятивные парагенезисы ультрамафитов приводятся на рис. 2 [по данным Е.В. Шаркова, 2006]. Отмечается закономерное

истощение хромом фракционированной магмы, из которой кристаллизовался клинопироксен г. Нюд и, на самом заключительном этапе, г. Поаз, где составы приобретают минимальные содержания хрома (рис. 8). Выделяется группа составов с заметно пониженной магнезиальностью ($Mg\# \sim 77$) и умеренно низким содержанием хрома, представляющая краевую серию г. Нюд где отмечен самый низкомагнезиальный ортопироксен (рис. 9). Составы ортопироксена гг. Кумужьей, Травяной и Ниттис обнаруживают максимумы содержаний хрома в наиболее высокомагнезиальных составах. Составы г. Сопча несколько менее высокомагнезиальны и не столь высокохромисты (рис. 9). Наблюдается резкое и последовательное понижение примеси хрома с общим снижением магнезиальности кристаллизующегося расплава в направлении гг. Нюд и Поаз. В последнем случае отмечаются самые низкие содержания хрома, согласующиеся с наиболее низкохромистыми составами сосуществующего моноклинного пироксена (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 комплексах Койллисмаа в Финляндии [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 комплексах Бушвельд, Стиллуотер и Великая Дайка [e.g., 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 комплекса Уиткомст, ЮАР, которая вероятно кристаллизовалась из магмы пикритового или коматиитового состава [Yudovskaya et al., 2015]. Исходная магма расслоенной интрузии Кевица, Финляндия, является по своему составу базальтовой, что согласуется с рядом значений Fo_{77-85} в её ультрамафитовых дифференциатах [Mutanen, Nuhma, 2001]. Известный расслоенный хромитоносный комплекс Кеми, Финляндия, характеризуется сходной максимальной магнезиальностью оливина: Fo_{83} [Alapieti, Nuhmelin, 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 (Fo₉₆) 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, Fo₉₅ в комплексе Уктус урало-аляскинского типа, центральный Урал [Garuti et al., 2003], Fo₉₅ во включениях в россыпном зерне сплава Os–Ru–Ir в связи с офиолитовым комплексом Тринити в Калифорнии, США [Barkov et al., 2008], Fo₉₄ в кимберлитах [Arndt et al., 2010], Fo₉₄ в коматиитах и ультрамафитовых лавах [Arndt, 1986; Sobolev et al., 2011]. Другие примеры проявлений высокофорстеритового оливина приводятся в работе [Plechov et al., 2018].

Ковариация значений Mg# с уровнями примеси Ni в составах оливина вполне предсказуема, что наблюдается нами в составах оливина из комплексов Мончеплутон и Падос-Тундра (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 комплекса Мончеплутон умеренно высока, составляя 0,40 мас.% NiO в наиболее высокофорстеритовой фазе состава Fo₉₆ (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 отчётливой корреляции, что может связываться с недостаточной точностью микрозондовых анализов.

Обсуждение результатов в комплексах Мончеплутон и Падос-Тундра

Таким образом, фаза состава Fo₉₆, установленная нами в авгит- и хромитсодержащем дуните Сопчеозёрского хромитового месторождения, соответствует самому примитивному составу оливина известному в расслоенных интрузиях. Его магнезиальность предельно высока даже для предполагаемой материнской магмы пикритового 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 Сопчеозёрского месторождения обладает наиболее высокой примесью хрома, максимальной во всей серии наблюдаемых составов комплекса Мончеплутон (рис. 8).

Проанализированные зёрна хромшпинелидов в ассоциации с Fo₉₆ соответствуют

магнезиохромиту, содержащему ~14 мас.% MgO (Mg# ~65); and 56 мас.% Cr₂O₃ (табл. 1, 2). Эти составы весьма близки самым магнезиальным зёрнам хромшпинелидов из «Нижней зоны» северного фланга Бушвельдского расслоенного комплекса, содержащим ~14% MgO and 57% Cr₂O₃ [Hulbert, von Gruenewaldt, 1985]. Изученные ассоциации акцессорных хромшпинелидов (табл. 4, 5) значительно менее магнезиальны чем магнезиохромит Сопчеозёрского месторождения. По данным выполненных 270 анализов (МВС) максимальные величины Mg# в акцессорных фазах хромшпинелидов в масштабах комплекса достигают 47 (г. Ниттис), 46 (г. Сопча) и 43 (г. Кумужья).

Комплекс Мончеплутон (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 обогащённого оливином, как и сама морфология комплекса, 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 зёрен 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 зёрен 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 Сопчеозёрского месторождения, индекс Mg# оливина в пределах комплекса Мончеплутон колеблется от 83 до 90 (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 объём кристаллизующейся магмы там испытал лишь ограниченную степень фракционирования без образования стратиформных зон, линз (блоков) или слоёв дунитового состава.

В массиве Падос-Тундра оливин состава Fo₉₃ в обогащённом хромитом дуните в Дунитовом блоке (табл. 1, 2) превышает магнезиальность оливина во всех других дифференциатах комплекса, который приобретает всё более эволюционированный характер в направлении от краевых частей, где обнажается Дунитовая зона, к центру

комплекса (Ортопироксенитовой зоны) [Barkov et al., 2017a]. Таким образом, Дунитовый блок и локализованные в нём сегрегации и стратиформные хромитоносные зоны представляют собой наиболее ранние и примитивные кумулаты расслоенной серии. Как известно, хром является так называемым «совместимым» элементом при кристаллизации базитовых магм. Однако этот элемент существенно не входит в структуру оливина и потому должен приобретать «несовместимый» характер поведения при массовой кристаллизации оливина из предположительно коматиитового расплава [Barkov et al., 2019]. Вероятно, такой механизм осуществлялся при формировании Дунитового блока, с накоплением значительных уровней хрома на фронте кристаллизации остающегося расплава (после массового выделения оливина), способствуя тем самым эпизодической кристаллизации хромита с формированием зон стратиформного хромитового оруденения (рис. 3).

Пикритовый и коматиитовый характер исходных расплавов

Кристаллизация фазы Fo_{96} в комплексе Мончеплутон согласуется с магмой исключительно высокомагнезиального (вероятно пикритового) 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 автотетраэдрического происхождения. Как подчёркивалось, эта фаза ассоциирует с весьма высокомагнезиальными зёрнами авгита и незональными, субидiomорфными кристаллами $Mcr-Chr$, не несущими признаков низкотемпературного воздействия или субсолидусных модификаций (рис. 5а, б).

Ранняя нуклеация высокофорстеритовой фазы согласуется с её локализацией в дунитовых кумулатах комплекса Мончеплутон. Авторы [Yudovskaya et al., 2015] сделали вывод о пикритовом или коматиитовом характере исходного расплава, способного кристаллизовать оливиновую фазу с магнезиальностью уровня $Mg\# > 92$. Ими предполагается наличие пульсов всё более примитивного и обогащённого хромом расплава, приведших к реверсному тренду с возрастанием значений $Mg\#$ в составах оливина и содержащих его ультрамафитов по разрезу комплекса Уиткомст, родственного Бушвельдской интрузии. Расплав с содержанием ≥ 19 мас.% MgO явился, вероятно, исходным для мощной серии дунит – перидотит – пироксенитовых пород, развитых в мульдоподобных структурах (частях прото-камеры) в северной и восточной частях Бушвельдского комплекса, магнезиальность оливина в которых $Mg\# > 91$ [Wilson, 2015]. Данная интерпретация согласуется с выводами [Eales, Costin, 2012] о пикритовом характере исходной магмы Бушвельдского комплекса с содержанием ~ 27 мас.% MgO и 0,5

мас.% Cr_2O_3 . Для расслоенного комплекса 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 $\text{Mg\#} \sim 92$, что соответствует расчётному 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 ($\text{Mg\#} 93,5$) и находящийся в ассоциации с ним хромит (58 мас.% Cr_2O_3) описаны в коматиитовом потоке в Зимбабве, где исходный расплав явился ещё более магнезиальным (~ 26 мас.% MgO), отвечая вероятной температуре извержения порядка $\sim 1520^\circ\text{C}$ [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 объём.% в комплексах Мончеплутон и Падос-Тундра, соответственно. Во всех других ассоциациях, даже в образцах оливиновых кумулатов из Дунитового блока, то есть структуры вмещающей хромитовое оруденение, магнезиальность оливина не превышает нормальных уровней: до Fo_{90-91} (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 Сопчеозёрского месторождения отражают значительное возрастание уровня фугитивности кислорода ($f\text{O}_2$) 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 комплекса Падос-Тундра.

Комплекс Мончеплутон по своей природе не является вулканическим, как Стромболи, где осуществилась резкая дегазация базальтовой магмы [Cortés et al., 2006] и не относится к субвулканическому типу подобно комплексу Рам в Шотландии, где из пикритовой магмы кристаллизовался оливин с $\text{Mg\#} = 93$ [Upton et al., 2002]. Тем не менее, Мончеплутон, вероятно, формировался на сравнительно небольших глубинах < 10 км [Печерский и др., 2004]. По нашим данным, комплекс Падос-Тундра сопровождается в Серпентинитовом поясе родственными ему телами микро-тонкозернистых ультрамафитов

субвулканического характера, что согласуется со сравнительно малоглубинными условиями их кристаллизации. Вероятные причины роста уровней fO_2 и возрастания окислительного потенциала магмы в условиях сравнительно малой глубинности рассматриваются в работе [Czamanske, Wones, 1973]. Составы зёрен хромшпинелидов в сосуществовании с фазой FeO_{96} содержат существенное количество Fe^{3+} (Table 2), что согласуется с повышенным уровнем fO_2 в системе. В составе сосуществующего авгита Fe^{3+} не отмечается, что вполне может отражать относительное отсутствие Na в среде минералообразования, препятствующее вхождению Fe^{3+} в структуру клинопироксена парным механизмом замещения с вовлечением эгиринового компонента. Рост окислительного потенциала сопровождается наблюдаемым развитием поздних диффузионных кайм хромита, обогащённого Fe^{3+} («феррихромитовый» компонент) в хромшпинелидах комплекса Падос-Тундра. В этом комплексе выделяются три ассоциации хромшпинелидов: 1) акцессорная в ультрамафитах вне Дунитового блока, 2) сегрегации 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 fO_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 [Plechov et al., 2018]. Для объяснения гипермагнезиального состава фазы FeO_{96} Мончеплутона 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 (рис. 6, 7). Как показано [Plechov et al., 2018], низкотемпературное формирование фаз «вторичного» оливина отражается значительным развитием в нём включений гематита и других рудных минералов, а также заметными отклонениями в содержании примесных компонентов (Mn, Ni, Ca). 3) Гипермагнезиальный оливин Мончеплутона ассоциирует с фазой наиболее

высокохромистого (1,50 мас.% Cr₂O₃) и высокомагнезиального авгита (Mg# = 94; рис. 8). Эта фаза, как и ассоциирующий незональный магнезиохромит однородного состава «венчают» собой вариационные тренды серий составов комплекса (рис. 7, 8). Таким образом, парагенетическая ассоциация чрезвычайно высокомагнезиальных фаз [Fo₉₆ + авгит (Mg# 94) + магнезиохромит, Mсг (Mg# ~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 Fo₉₆.

В обоих комплексах, Мончеплутон и Падос-Тундра, имеются свидетельства локального насыщения сульфидно-оксидным расплавом, который выступал в качестве резервуара как Ni, Fe²⁺, так и Fe³⁺. Это обстоятельство масштабно проявлено в комплексе 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 зёрна размерностью до ≤0,2 мм, преимущественно миллерита [Ni_{1.03}Fe_{0.01}S_{0.96}] и Со-содержащего пентландита [(Ni_{5.80}Fe_{2.64}Co_{0.46})_{Σ8.90}S_{8.10}]. Как отмечалось, хромит в диффузионных каймах зёрен хромшпинелидов в этой ассоциации обогащён магнетитовым компонентом. Таким образом, прослеживается известная тенденция преимущественного развития сульфидных фаз обогащённых Ni и Cu, что в целом характерно для хромититовых горизонтов и зон в расслоенных интрузиях, например, в Имандровском комплексе, Кольский по-в [Barkov, Fleet, 2004].

Заключительные комментарии

Чрезвычайно высокомагнезиальная парагенетическая ассоциация Fo₉₆ + авгит + Mсг-Chr, обнаруженная в Сопчеозёрском хромитовом месторождении комплекса Мончеплутон, включает фазу состава Fo₉₆, являющуюся наиболее высокофорстеритовой в расслоенных интрузиях мира. Ассоциирующие авгит (Mg# 94) и магнезиохромит (Mg# ~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 комплексов Мончеплутон и Падос-Тундра, формируя закономерные тренды с ковариациями значений $Mg\#$ и их положительной корреляцией с примесью Ni в составах оливина. Однородность, отсутствие зональности и сопоставимая гипермагнезиальность сосуществующего магнезихромита указывают на весьма малую вероятность того, что чрезвычайное обогащение оливина магнием могло произойти вследствие его реакции со столь же высокомагнезиальным хромшпинелидом.

В обоих комплексах предполагаются 1) исходная магма высокомагнезиального состава (пикритового и коматиитового), 2) достижение уровней локального насыщения сульфид-оксидным расплавом и 3) рост значений fO_2 с конверсией существенной части железа в форму Fe^{3+} . Повышенные уровни fO_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) + Mcr в Сопчеозёрском месторождении. Подобные режимы минералообразования объясняют аномальный характер зональности с формированием обогащённых $Mg-(Cr)$ зон в хромшпинелидах [Barkov et al., 2009] и пироксене [Barkov, Martin, 2015].

Максимальная магнезиальность оливина (Fe_{93}) в комплексе Падос-Тундра также наблюдается в ультрамафитовом кумулате (дуните), содержащем значительную хромитовую минерализацию. Повышенные значения fO_2 в целом свойственны хромититам этого комплекса, что отражается в существенном содержании Fe^{3+} в составах рудоформирующих хромшпинелидов. Подобные проявления аномально высокомагнезиальных фаз вероятны в хромититовых зонах или сегрегациях других расслоенных интрузий, где мог реализовываться подобный режим роста fO_2 в среде минералообразования.

Относительный дефицит Fe^{2+} , возникающий вследствие повышенных уровней fO_2 в условиях локального насыщения рудномагматической системы сульфид-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 хромитоносных ультрамафитовых комплексах.

Авторы благодарны Е.В. Шаркову, М.М. Богиной и Д.В. Кузьмину за конструктивную критику, а также признательны редколлегии журнала, оставляя за собой ответственность за все положения и выводы статьи. Выполненное нами исследование поддержано РФФИ (проект №19-05-00181). Экспедиционные исследования проведены при значительном содействии С.С. Крамзаева (ЛПРМ, ЧГУ).

Литература

Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозёрский 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 платинометальная 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.

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 (масштаб 1:200 000; лист Q-35-VI), Кольская серия, ред. К.А. Шуркин. Сев.-Зап. Геол. Упр., Госгеолтехиздат, Москва, 1964 г.

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), Госгеолтехиздат, Москва, 1958, с. 318-321.

Никифоров А.А. Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в комплексе

Падос-Тундра, Кольский по-в. // «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» Материалы ХХІХ 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.

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», матер. сов. к 60-летию ИГГ СО АН СССР (Новосибирск, 3-5 окт. 2017 г.) с. 213-214.

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

Чащин 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.

Шапкин С.С. Баянова Т.Б., Серов П.А. Падос-Тундра - новые Sm-Nd и U-Pb данные для пород массива (зап. часть Кольского п-ва). Матер. ХІХ конф. молодых ученых, памяти члена-корреспондента АН СССР проф. К.О. Кратца (Апатиты, 24-28 ноября 2008 г.)

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / Ред. О.А. Богатилов. М., Науч. 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., 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.

Alapieti, T.T., Huhtelin, T.A. The Kemi intrusion and associated chromitite deposit. *In: Early*

Palaeoproterozoic (2.5–2.4) Tornio–Näränkäväära layered intrusion belt and related chrome and platinum-group element mineralization, northern Finland (T.T. Alapieti, A.J. Kärki, eds.). Field trip guidebook for the Tenth Platinum Symposium (Oulu, Finland, 2005). Geological Survey of Finland, 2005, Guide 51a, chapter 2, p. 13-32.

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., Korolyuk, V.N., Barkova, L.P., Martin, R.F. Double-front crystallization in the Chapesvara ultramafic subvolcanic complex, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*, 2019, v. 10, p. 14.

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., 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., 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., 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., 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.

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. *In: Cabri, LJ (ed.) The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements*, 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.

Eggins 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. Depos.*, 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. Survey 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, Article number: 11515.

Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D., Nekrylov N.A. Extremely magnesian olivine in igneous rocks // *Russ. Geol. Geophys.*, 2018, v. 59(12), p. 1702-1717.

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. *Geophysical Research Abstracts* 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, 477, 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. In: Cawthorn, R.G. (ed.), *Layered intrusions*. Elsevier, 1996, Amsterdam, The Netherlands, 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 ultra-nickeliferous 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.

Подписи к рисункам

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

Рис. 2. Схема геологического строения комплекса Мончеплутон [Шарков, 2006; Sharkov, Chistyakov, 2012, с дополнениями В.В. Кнауф, Н.С. Гусева]. Массивы: 1 – Южносопчинский, 2 – Морошкового озера, 3 – Вуручуайвенч, 4 – Южного обрамления НТ-КМ-ТР. Условные обозначения: 1 – габбронориты и габбронорит-анортозиты Мончетундровского массива; 2 – вулканогенно-осадочные комплексы Имандра-Варзугской серии; 3-9 – образования комплекса 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, 6 – $Pl+Orx \pm Crx$ кумулаты, 7 – кумулаты и образования дунитового блока, 8 – сульфидное $Cu-Ni$ оруденение (а – жилы сплошных сульфидов, б – вкрапленные руды «рудного пласта Сопчи – горизонта 330»); 9-10 – образования архейской рамы: гранулиты 9 – гнейсо-диориты Кольского блока 10 – риодациты и дациты Имандро-Варзугской зоны; 11 – тектонические нарушения; 12 – элементы залегания.

Рис. 3 (а, б). Геологическая карта комплекса Падос-Тундра (рис. 3а) и массива Малый Падос (рис. 3б) [Мамонтов, Докучаева, 2005, с изменениями]. Линии *a-b* и *c-d* схематически показывают местоположение профилей, по которым производился отбор образцов в рамках настоящего исследования. Стратиформные слои хромититов, а также сегрегации и рудные тела с богатой хромитовой минерализацией, показаны в Дунитовом блоке вне масштаба (фиолетовым цветом). Контактные зоны хромит-магнетитовой минерализации ($Chr-Mag$) выделены синим цветом (также вне масштаба). ГГД – гранито-гнейсовый купол. Вмещающие породы (белое) представлены гранито-гнейсом, гранодиорито-гнейсом и амфиболитом архейского возраста.

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

Рис. 5 (а-г). Изображения в обратно рассеянных электронах, показывающие реликты выкофорстеритового оливина (Ol) в ассоциации с высокомагнезиальными фазами клинопироксена (Crx), хромшпинелидами серии хромит (Chr) – магнезиохромит (Mcr), амфиболом (Amf), серпентином ($Srp1$ и $Srp2$), и тонкой смесью серпентина с другими вторичными минералами (Srp). Изображения на рис. 5 (а, б) представляют минеральную ассоциацию в образце авгитсодержащего дунита (обр. MNP-DB-2-1) Сопчеозёрского месторождения, комплекс Мончеплутон. На рис. 5 (в, г) показана ассоциация образца PDS-214 (дунит), отобранного в Дунитовом блоке комплекса Падос-Тундра.

Рис. 6. Вариации содержаний форстеритового компонента (Fo ; мол.%) и примеси никеля (NiO ; мас.%) в микронзондовых составах (метод волновой спектроскопии (MBC)

микронзондового анализа; наши данные) зёрен оливина из комплексов Мончеплутон и Падос-Тундра Кольского по-ва. Символами (Mcr) и (Chr) показаны пробы пород, содержащие значительные количества хромшпинелидов: магнезиохромита и магнезиального хромита, соответственно. Для сопоставления даны наиболее высокомагнезиальные составы оливина из Бураковского комплекса, Карелия, [Лавров и др., 2004, и наши данные] и интрузии Койллисмаа, Финляндия [Alapieti, 1982].

Рис. 7. Значения индекса магнезиальности $Mg\# [100Mg:(Mg + Fe^{2+} + Mn)]$ в составах сосуществующих фаз оливина (Ol) и хромшпинелидов (Chr) в расслоенных комплексах Мончеплутон и Падос-Тундра Кольского по-ва (наши данные по результатам МВС). Фигуративные точки составов показаны теми же символами, что даны на рис. 6.

Рис. 8. Вариации значений индекса магнезиальности $Mg\# [100Mg:(Mg + Fe^{2+} + Mn)]$ и содержаний Cr_2O_3 (мас.%) в составах клинопироксена из комплекса Мончеплутон, Кольский по-в (наши данные по результатам МВС). Аббревиатура КС означает краевую серию.

Рис. 9. Вариации значений индекса магнезиальности $Mg\# [100Mg:(Mg + Fe^{2+} + Mn)]$ и содержаний Cr_2O_3 (мас.%) в составах ортопироксена из комплекса Мончеплутон, Кольский по-в (наши данные по результатам МВС). Аббревиатура КС означает краевую серию.

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

			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	FeO		Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	NiO	CaO	ZnO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма (мас.)
								общ	выч	выч								
1	MNP-DB -2-1	Ol	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	н.п.о	н.п.о	0.02	н.п.о	5.28	-	-	0.11	52.22	0.40	0.04	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.65
3			41.94	н.п.о	н.п.о	0.06	н.п.о	3.78	-	-	0.05	53.34	0.40	0.03	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.61
4			42.02	н.п.о	н.п.о	0.04	н.п.о	3.96	-	-	0.10	53.46	0.39	0.02	н.п.о	н.п.о	н.п.о	100.00
5		Срх	54.72	0.12	1.48	1.19	н.п.о	2.05	-	-	0.07	17.81	н.п.о	21.82	н.п.о	0.56	н.п.о	99.81
6			54.36	0.13	1.45	1.22	н.п.о	2.02	-	-	0.07	17.89	н.п.о	21.79	н.п.о	0.47	н.п.о	99.40
7			54.69	0.14	1.33	1.50	н.п.о	1.94	-	-	0.07	17.88	н.п.о	22.20	н.п.о	0.58	н.п.о	100.31
8		Аmp	58.19	0.06	0.98	0.79	н.п.о	0.47	-	-	0.02	23.83	н.п.о	13.19	н.п.о	0.32	0.02	97.87
9			58.07	0.04	0.94	0.75	н.п.о	0.47	-	-	0.01	24.03	н.п.о	13.06	н.п.о	0.35	0.03	97.75
10			57.34	0.13	1.61	0.84	н.п.о	0.70	-	-	0.03	23.41	н.п.о	12.77	н.п.о	0.65	0.07	97.55
11		Мсr	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			н.п.о	0.29	13.28	55.38	0.03	16.69	13.14	3.94	0.25	13.69	0.02	н.п.о	0.05	н.п.о	н.п.о	100.06
13			н.п.о	0.30	13.14	55.49	0.05	16.55	13.18	3.74	0.23	13.63	0.02	н.п.о	0.01	н.п.о	н.п.о	99.80
14	PDS-214	Ol	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	н.п.о	н.п.о	0.02	н.п.о	6.69	-	-	0.16	50.99	0.43	0.01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.47
16			41.47	н.п.о	н.п.о	0.02	н.п.о	6.83	-	-	0.11	51.37	0.43	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	100.24
17			41.55	н.п.о	н.п.о	0.04	н.п.о	6.59	-	-	0.16	51.22	0.43	0.01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	100.01
18			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	н.п.о	н.п.о	101.27
19	(C)	Chr	н.п.о	0.36	1.45	46.94	0.18	45.35	25.84	21.69	0.82	3.69	0.22	н.п.о	0.28	н.п.о	н.п.о	101.45
20	(R)		н.п.о	0.30	11.43	51.16	0.16	29.26	22.70	7.29	0.73	6.86	0.07	н.п.о	0.45	н.п.о	н.п.о	101.13
(C)			н.п.о	0.30	11.43	51.16	0.16	29.26	22.70	7.29	0.73	6.86	0.07	н.п.о	0.45	н.п.о	н.п.о	101.13

Примечание. Результаты микронзондовых анализов (метод волновой спектроскопии; МВС) выражены в мас.%. Анализы №1-13 представляют минеральную ассоциацию в образце хромит-авгитсодержащего дунита [MNP-DB-2-1] из Сопчеозёрского хромитового месторождения в комплексе Мончеплутон. Анализы № 14-20 относятся к ассоциации в образце дунита [PDS-214] из Дунитового блока комплекса Падос-Тундра. Обозначение “С” значит «ядро» или центр зерна (анализы №18 и 20), тогда как “R” означает «кайму» или край зерна (№ 19) в зональных зёрнах хромита. Символ Ol означает оливин; Срх клинопироксен; Амр амфибол; Мсr магнезиохромит; Chr означает хромит. Сокращение н.п.о символизирует содержание элемента ниже предела его обнаружения. Содержание FeO (общ.) означает всё железо в форме FeO. Содержания Fe₂O₃ (выч.) и FeO (выч.) рассчитаны на основе стехиометрии и баланса зарядов.

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

	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 4 атомов кислорода для оливина и хромшпинелидов (O=4); O=6 для клинопироксена; O=23 для амфибола. Соответствующие значения (мас.%) даны в табл. 1. $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$; $Cr\# = 100Cr/(Cr + Al)$; $Fe^{3+\#} = 100Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr + Al)$.

Таблица 3. Представительные составы оливина из комплекса Мончеплутон

		SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Сумма (мас.%)	Mg#
1	ДБ	40,82	н.п.о	10,78	0,15	48,18	0,36	0,02	100,31	88,7
2	ДБ	41,12	н.п.о	10,84	0,16	47,78	0,38	0,04	100,32	88,6
3	ДБ	40,45	н.п.о	10,31	0,18	48,08	0,32	0,01	99,36	89,1
4	ДБ	40,43	н.п.о	12,22	0,14	47,09	0,34	0,11	100,33	87,2
5	НТ	40,74	н.п.о	13,12	0,23	46,03	0,31	н.п.о	100,45	86,0
6	НТ	40,54	н.п.о	13,29	0,20	45,83	0,31	н.п.о	100,19	85,8
7	НТ	40,04	н.п.о	14,37	0,23	44,96	0,30	0,07	99,99	84,6
8	КМ	40,35	н.п.о	12,78	0,20	46,25	0,29	0,08	99,95	86,4
9	КМ	40,27	н.п.о	13,26	0,26	46,37	0,35	н.п.о	100,54	85,9
10	КМ	40,56	н.п.о	14,33	0,24	44,86	0,31	0,03	100,32	84,6
11	ТР	40,63	н.п.о	12,98	0,20	45,84	0,32	0,04	100,02	86,1
12	ТР	40,67	н.п.о	12,99	0,30	45,62	0,29	н.п.о	99,88	85,9
13	ТР	40,07	н.п.о	13,17	0,24	46,14	0,30	0,07	100,00	86,0
14	СП	40,56	н.п.о	14,27	0,21	44,72	0,34	н.п.о	100,09	84,6
15	СП	40,37	н.п.о	15,59	0,18	44,05	0,34	0,03	100,56	83,3
16	СП	40,50	н.п.о	15,16	0,22	44,22	0,33	н.п.о	100,43	83,7
17	СП	40,74	н.п.о	13,91	0,20	45,11	0,32	0,20	100,47	85,1
18	ПЗ	40,29	н.п.о	13,68	0,18	45,89	0,28	0,02	100,36	85,5
19	ПЗ	40,31	н.п.о	13,27	0,20	46,26	0,30	н.п.о	100,37	86,0
20	ПЗ	40,15	н.п.о	13,42	0,23	45,88	0,27	0,02	99,99	85,7

Примечание. Результаты микрозондовых анализов (МВС) оливина из ортопироксен-оливиновых кумулатов (дунит, гарцбургит и оливиновый ортопироксенит) выражены в мас.%. Аббревиатура ДБ означает Дунитовый блок, НТ г. Ниттис, КМ г. Кумужья, ТР г. Травяная, СП г. Сопча и ПЗ г. Поаз. $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$. Н.п.о.: ниже предела обнаружения.

Таблица 4. Представительные составы аксессуарных хромшпинелидов из комплекса Мончеплутон

		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Cr ₂ O ₃		V ₂ O ₃		FeO	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма (мас.%)
		(общ)	(выч)	(общ)	(выч)	(общ)	(выч)	(общ)	(выч)								
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	ДБ	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	ДБ	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	ДБ	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	ДБ	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	ДБ	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	ДБ	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	НТ	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	НТ	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	НТ	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	НТ	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	НТ	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	НТ	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	НТ	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	КМ	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	КМ	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	КМ	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	КМ	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	КМ	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	КМ	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	КМ	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	ТР	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	ТР	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	ТР	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	ТР	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	СП	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	СП	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	СП	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	СП	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	НД	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	НД	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	ПЗ	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	ПЗ	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	ПЗ	1,37	1,09	34,98	0,26	56,97	30,03	29,93	0,56	1,15	0,26	0,52	100,15				

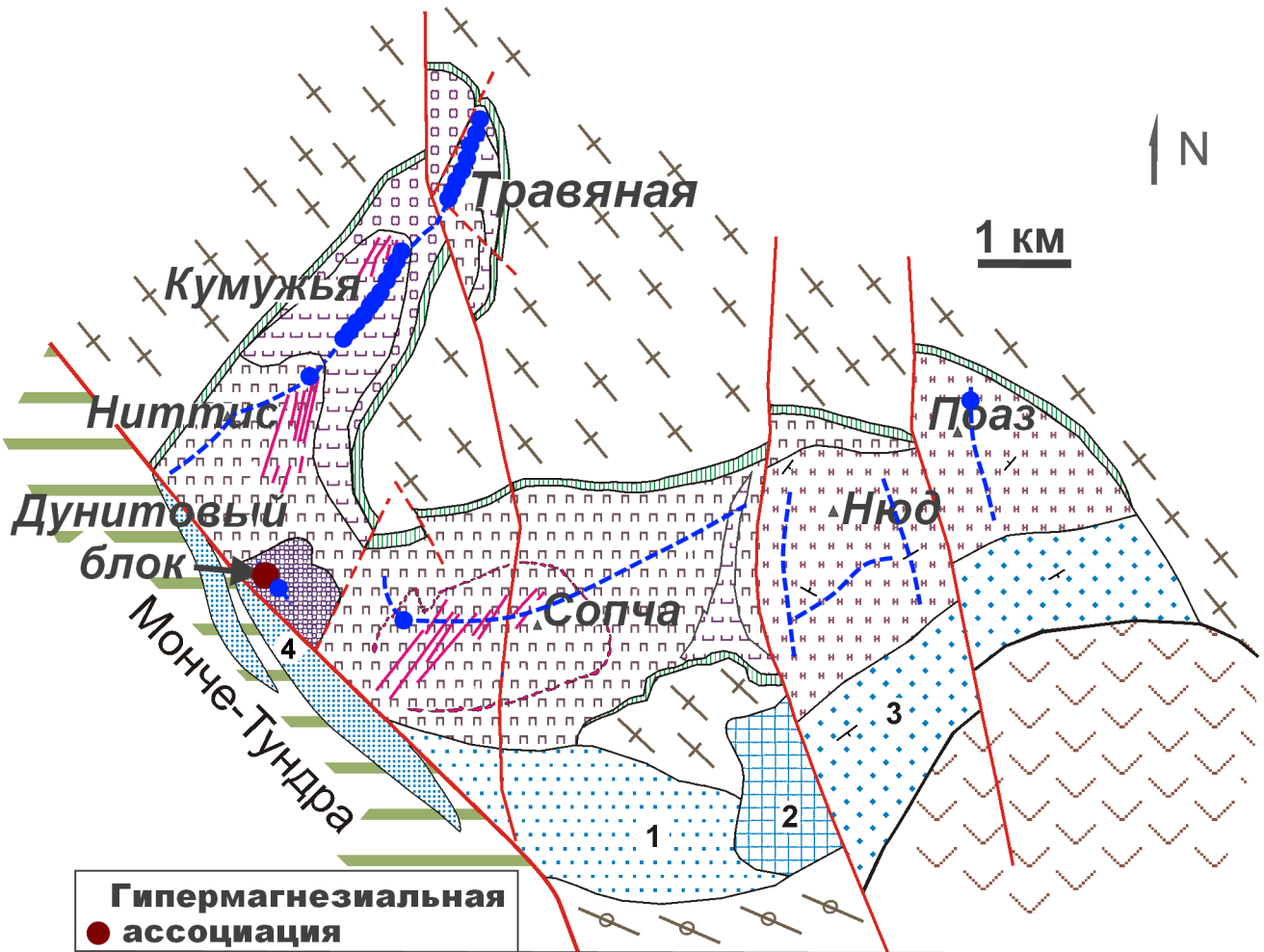
Примечание. Результаты микронзондовых анализов (МВС) выражены в мас.%.
Аббревиатура ДБ означает Дунитовый блок, НТ г. Ниттис, КМ г. Кумужья, ТР г. Травяная, СП г. Сопча и ПЗ г. Поаз. Н.п.о.: ниже предела обнаружения.

Таблица 5. Атомные соотношения в формулах хромшпинелидов из комплекса Мончеплутон

	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 4 атомов кислорода. Содержание FeO (общ.) означает всё железо в форме FeO. Содержания Fe₂O₃ (выч.) и FeO (выч.) рассчитаны на основе стехиометрии и баланса зарядов. Соответствующие значения (мас.%) даны в табл. 4. $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$; $Cr\# = 100 Cr/(Cr + Al)$; $Fe^{3+\#} = 100 Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr + Al)$.

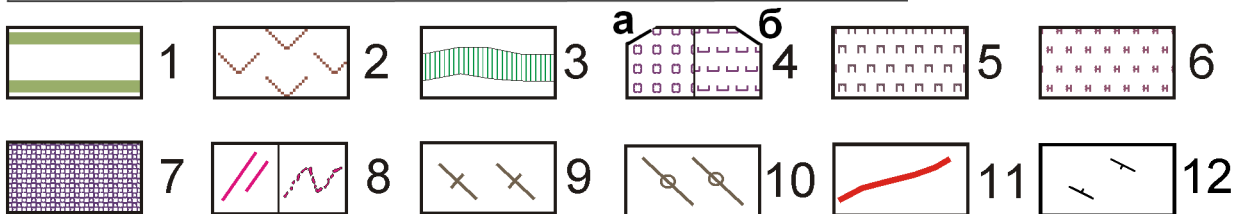


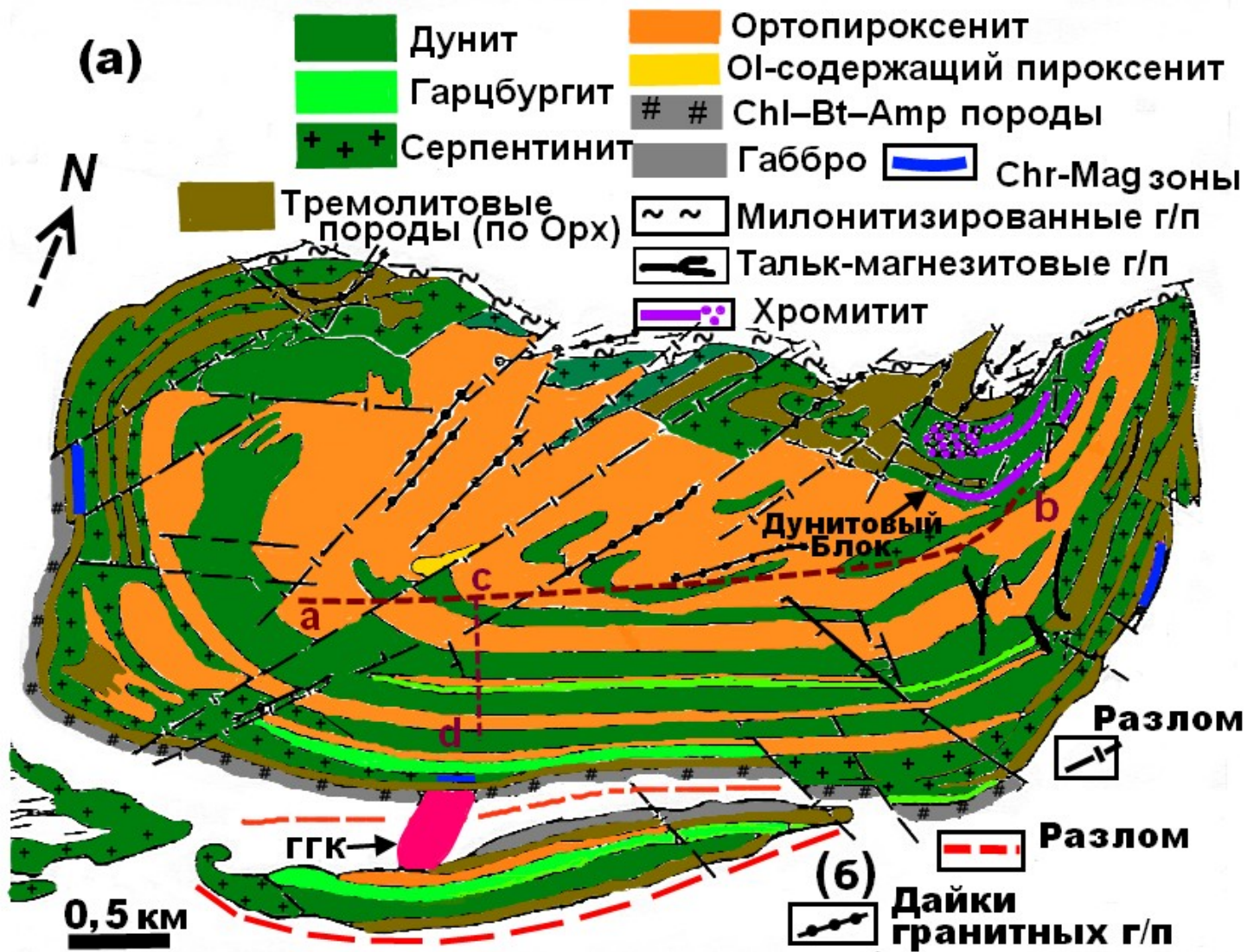


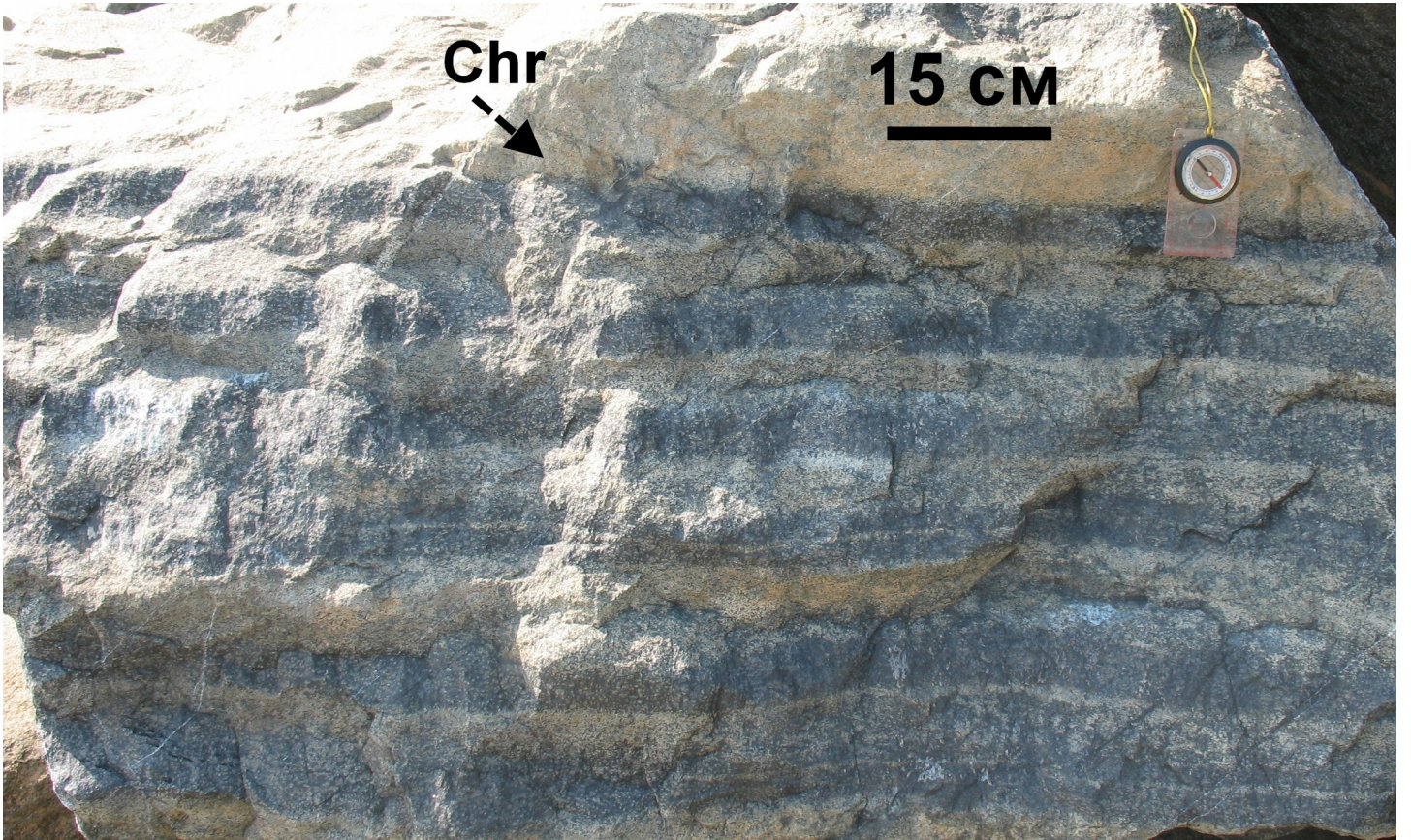
Гипермагнезиальная ассоциация

Основные линии опробывания

Образцы оливинсодержащих кумулатов







Chr



15 cm



