

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«ЧЕРЕПОВЕЦКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

*На правах рукописи*

НИКИФОРОВ АНДРЕЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ

**МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ЗОНЫ ЭПГ – ХРОМИТОВОГО  
ОРУДЕНЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА  
ПАДОС-ТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

25.00.11 - Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения,  
25.00.04 – Петрология, вулканология.

Диссертация  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель -  
Д.г.-м.н. А.Ю. Барков (ЧГУ)  
Д.г.-м.н. Н.Д. Толстых (ИГМ СО РАН)

## СОДЕРЖАНИЕ

### Оглавление

Введение	6
<b>Глава 1.</b> Геологическая структура и скрытая расслоенность палеопротерозойского массива Падос-Тундра, Серпентинитовый пояс Кольского по-ва	15
1.1. Местоположение, предыдущие исследования и общие сведения о массиве Падос-Тундра	15
1.2. Геологическая структура массива Падос-Тундра	19
1.3. Профили, пробы и аналитические данные	25
1.4. Скрытые вариации составов оливина и ортопироксена в массиве Падос-Тундра	30
1.5. Наиболее высокомагнезиальные составы кумулюсного оливина и ортопироксена, как оценка степени магнезиальности исходной магмы	36
1.6. Ойкокристаллы ромбического пироксена	37
1.7. Кальциевые и Fe-Mg амфиболы в ультрамафитах массива Падос-Тундра	39
1.8. Степень обогащения хромом породообразующих и вторичных минералов, и проявления серпентина, аномально обогащённого Cr и Al	44
1.9. Свидетельство вероятного существования переохлаждённого расплава в интрузиве Падос-Тундра	50

1.10. Происхождение гипермагнезиального оливина в массиве Падос-Тундра в сопоставлении с расслоенным массивом Мончеплутон, Кольский полуостров.	52
1.11. Сопоставление с расслоенной интрузией Кевица, сев. Финляндия	76
1.12. Заключительные комментарии и выводы материалов Главы 1	77
<b>Глава 2. Парагенетические ассоциации и тренды кристаллизации минералов серии хромит-магнезиохромит в массиве Падос-Тундра</b>	<b>80</b>
2.1. Аналитические данные и изученные образцы хромитсодержащих ультрамафитов в массиве Падос-Тундра	80
2.2. Ассоциации хромшпинелидов массива Падос-Тундра	84
2.3. Проявления магнезиального ильменита в массиве Падос-Тундра	95
2.4. Эволюционные тренды кристаллизации хромшпинелидов в массиве Падос-Тундра	96
2.5. Сопоставление с хромитовыми рудопроявлениями в расслоенных массивах (возраста 2,4-2,5 млрд лет) Фенноскандинавского щита	100
<b>Глава 3. Минерализация ЭПГ в хромититах Дунитового блока массива Падос-Тундра</b>	<b>103</b>
3.1. Минеральные ассоциации и аналитические исследования хромититов	100
3.2. Дисульфоселениды рутения и новая природная серия твёрдого раствора $\text{RuS}_2 - \text{RuSe}_2$	106
3.3. Лаурит-клинохлоровые микросрастания как рудогенетический	111

индикатор в стратиформных хромититах, Дунитовый блок

3.4. Фрамбоидальные микро-(нано)-фазы самородного рутения и их генезис 115

3.5. Генезис лаурит-клинохлоровых микросрастаний и происхождение новых фаз сульфоселенидов IPGE в Дунитовом блоке 117

**Глава 4.** Сфероидальные формы выветривания в массивах Падос-Тундра и Мончеплутон: текстуры, минеральные ассоциации и происхождение 120

4.1. Сфероидальные формы выветривания в массиве Падос-Тундра 124

4.2. Сопоставление с наблюдениями и данными из массива Мончеплутон 127

4.3. Последовательность магматической кристаллизации в сфероидально выветрелых ультрамафитах 131

4.4. Факторы, благоприятствующие развитию сфероидального выветривания 132

**Глава 5.** Ультрамафиты района горы Карека-Тундра (Серпентинитовый пояс) и их сопоставление с массивом Падос-Тундра 135

**Глава 6.** Оливин-хромшпинелидовые парагенезисы и зоны ЭПГ-хромитовой минерализации интрузива Падос-Тундра 151

6.1. Вариации составов оливина и хромшпинелидов по разрезу хромитоносных зон Дунитового блока 159

6.2. Текстуры, минеральные ассоциации и составы хромитоносных зон Дунитового блока 163



6.3. Геохимические вариации в Дунитовом блоке и ультрамафитах Ортопироксенитовой зоны массива Падос-Тундра	172
6.4. Геотектоническое положение и вероятная исходная магма интрузива Падос-Тундра	181
6.5. Сопоставление с ультрабазиитами Фенноскандинавского щита	184
6.6. Формирование ЭПГ-хромитовых рудных зон в массиве Падос-Тундра	185
Основные выводы и заключения диссертационной работы	194
Список литературы	206

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая диссертационная работа, по своей тематике и содержанию, относится к общей теме «Минерагения и рудогенез хрома, никеля и элементов группы платины в мафит-ультрамафитовых массивах». Эта тема является одной из самых приоритетных, актуальных и экономически значимых среди направлений «науки о Земле». 1) Мафит-ультрамафитовые массивы являются своего рода модельными природными объектами. Их всестороннее и детальное изучение позволяет познать закономерности процессов магматической дифференциации, фракционной кристаллизации, рудогенеза и, в конечном итоге, эволюции материи в природе; 2) Эти массивы являются основными носителями весьма важных ресурсов, таких как месторождения никеля, хрома, титана, ванадия и элементов группы платины. Исследованиями разнообразных природных и экспериментальных систем (Горбачев и др., 1993; Гроховская и др., 1992, 1994, 2003; Додин и др., 1994, 2000; Докучаева др., 1980, 1981, 1982; Изох и др., 1990, 1990; Кислов, 1998; Козлов, 1975; Колонин и др., 1997; Конников, 1986; Коптев-Дворников и др., 1979; Лазаренков и др., 1992; Лапин и др., 1979, 1979; Маракушев, 1995; Мехоношин и др., 2013; Мурашов, 1958; Нерович и др., 2014; Печерский и др., 2004; Подлипский и др., 2015; Поляков и др., 2013; Серов и др., 2014; Синякова и др., 2005; Толстых и др., 2008; Трофимов и др., 1994; Чащин и др., 1999, 2016; Чернышов, 2004; Шарков, 1980; Tolstykh, 2000, 2008; и многие другие), достигнуто значительное понимание рудогенерирующих процессов и факторов. Однако существует множество весьма важных аспектов петро- и рудогенеза, требующих самого детального и всестороннего изучения. Кроме того, имеется значительная специфика в характере индивидуальных рудно-магматических систем, которую необходимо учитывать и выявлять в изучении конкретных магматических комплексов мафит-ультрамафитового состава.

В этой связи три группы платиноносных мафит-ультрамафитовых комплексов разных возрастов представляются особо важными и интересными: палеопротерозойские расслоенные интрузивы возраста 2,5-2,4 млрд лет,

палеопротерозойские ультрамафиты Серпентинитового пояса (~2,5 млрд лет), Кольский по-в и неопротерозойские массивы Сибирской металлогенической провинции (0,71-0,73 млрд лет). Диссертант остановил свой выбор на интрузиве Падос-Тундра, как основном представителе весьма протяжённого, трансрегионального ультрабазитового Серпентинитового пояса на Кольском по-ве.

Массив Падос-Тундра, имеющий возраст ~2,5 2,5-2,4 млрд лет по данным Sm-Nd метода (Чащин и др., 2016; Шарков, 1980; Shapkin, 2009), относится к малоизученной группе дунит-гарцбургит-ортопироксенитовых интрузивов и их дезинтегрированных блоков Серпентинитового пояса или Нотозёрской группы, Кольский по-в (Виноградов, 1971; Леонтьева, 1964; Шарков, 1980; Галкин, 1936; Горбачева, 2000; Дюко и др., 1950; Шукевич и др., 1940). Выбор объекта диссертации представляется рациональным и в том отношении, что массив Падос-Тундра содержит зоны хромитовой минерализации (с проявлениями Ru-Os-Ir минерализации, обнаруженной и исследованной диссертантом с соавторами). Таким образом, этим выбором обеспечивается охват заявленных ниже целей и задач диссертационной работы.

### **Цели, задачи, фактический материал**

При реализации целей и задач диссертационного исследования автор опирался на оригинальные коллекции представительных проб (более 300) и обширные массивы фактических и аналитических данных. Главные цели настоящего исследования: 1) определение рудогенерирующих обстановок и факторов рудогенеза и 2) выявление положения зон хромитовой и ассоциирующей Ru-Os-Ir минерализации в массиве Падос-Тундра в общей схеме магматической расслоенности и эволюции интрузива. Основные задачи исследования нижеследующие: 1) Изучение минеральных ассоциаций и парагенезисов. 2) Установление геохимических особенностей интрузива. 3) Исследование скрытой расслоенности, трендов кристаллизации и вариаций составов главных породообразующих силикатов. 4) Изучение трендов

кристаллизации и генераций хромшпинелидов (Chr) по представительным разрезам интрузива. Сопоставление ассоциации и генерации Chr массива Падос-Тундра с Chr основных хромитоносных расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита. 5) Охарактеризовать геохимические тренды и вариации составов ультрабазитовых дифференциатов. 6) Уточнить общую (лополитовидная) геологическую структуру массива Падос-Тундра с выделением Дунитовой и Ортопироксенитовой зон. 7) Провести исследование сфероидальных форм выветривания, обнаруженных в ультрамафитах массива Падос-Тундра и сопоставить с аналогичными формами из массива Мончеплутон. 8) Исследовать ассоциации, закономерности распределения и составы минералов элементов группы платины (МПП), обнаруженные впервые в массиве Падос-Тундра, и сульфидные минералы Fe-Ni-(Co).

### **Методы исследования**

Химические составы минералов различных парагенезисов и ассоциаций изучены методом электронно-микронного анализа (волновой дисперсионной спектроскопии, WDS), а также сканирующей электронной микроскопии и энерго-дисперсионного анализа. В общей сложности, диссертантом получено, обработано и отражено в работе более тысячи точечных микронных определений химических составов различных минералов и фаз в объектах диссертационного исследования.

Электронно-микронные анализы выполнены методом WDS на установках JEOL JXA-8100. Основные результаты электронно-микронных анализов получены при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 100 нА для оливина и 50 нА для водосодержащих силикатов. Размер зонда составил около 1-5 мкм. Результаты анализа методом WDS других минералов в этой части диссертационного исследования выполнялись с применением пиропового стандарта для Mg и Al, диопсида для Ca и Si, альбита (Na), ортоклаза (K), оксидных соединений  $V_2O_5$  (V) и  $NiFe_2O_4$  (Ni), а также рутила (Ti). Первичные результаты анализов обрабатывались стандартной процедурой коррекций ZAF.

Вычисленные значения пределов минимального обнаружения (ПМО) в аналитических данных для оливина составляют: 0,01 мас.% для содержаний Cr и <0,01 мас.% для Ni, Ca и Mn. Значения ПМО в анализах других минералов: 0,01 мас.% (Al, Ni, V, Mn, K и Ca), 0,02 мас.% (Na, Ti), и 0,04 мас.% для Cr. Обработка результатов основывалась на стандартной программе ZAF JEOL. Значения предела минимального обнаружения составили:  $\leq 0,01$  % для Mg, Zn, Ni, Al и 0,02 мас.% для Ti, V и Mn.

Минералы элементов группы платины и ЭПГ-содержащие фазы, вследствие их мельчайших размеров, изучались методом электронно-сканирующей микроскопии (СЭМ) и современного энерго-дисперсивного анализа (ЭДС). Аналитические условия анализов следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,6 нА, на установке “MIRA 3 LMU (Tescan Ltd.)” с использованием ЭДС спектрометра “INCA Energy 450+ XMax 80” instrument (Oxford Instruments Ltd). Аналитическая линия *L* и химически чистые элементы использовались в качестве стандартов на Ru, Os, Ir, Rh, и Se, а также синтетические соединения PtAs<sub>2</sub> (As) и HgTe (Te). Обработка результатов производилась с программным обеспечением (XPP matrix correction).

Анализы химических составов пород на широкий спектр главных петрогенных и редких примесных элементов выполнялись методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) и рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

## Защищаемые положения диссертационного исследования

- I. Массив Падос-Тундра характеризуется скрытой расслоенностью и закономерными трендами кристаллизации Ol, Орх и Chr, на основе которых выявлено, что Дунитовый блок с зонами стратиформных и подиформных хромитов и ассоциирующими проявлениями Ru-Os-Ir минерализации формировался прежде кумулатов Ортопироксенитовой зоны и занимает нижнюю стратиграфическую позицию в геологической структуре расслоенного интрузива.
- II. Общий тренд составов от магнезиохромита к «феррихромиту» обусловлен эволюцией последовательно сменяющих друг друга парагенетических ассоциаций от стратиформного хромитового оруденения в Дунитовом блоке к хромитовым сегрегациям в нем же, и далее к акцессорной хромитовой вкрапленности в Ортопироксенитовой зоне, что согласуется с эволюцией состава оливина и ортопироксена при фракционировании исходного расплава во время формирования массива Падос-Тундра.
- III. Платинометалльная минерализация в хромититах Дунитового блока массива Падос-Тундра имеет Ru-Os-Ir специализацию с рядом контрастных и нетрадиционных особенностей, включающих преобладание микросрастаний лаурита и клинохлора, развитие сульфоселенидов и фрамбоидальных нанофаз рутения. Она формировалась в изолированных микро-объемах водосодержащего флюида мультикомпонентного состава (Si, Ru, Os, Ir, S, H<sub>2</sub>O) на поздней стадии кристаллизации рудовмещающих хромитов в условиях резкого дефицита серы при значениях  $fS_2$  ниже буфера Os–OsS<sub>2</sub>.

## **Научная новизна и практическая значимость исследования**

В массиве Падос-Тундра охарактеризованы минеральные ассоциации кумулятивных, интеркумулятивных, вторичных и рудных минералов. Установлена и изучена закономерная скрытая расслоенность массива, что доказывает его принадлежность к расслоенным интрузивам. На основе новых данных картирования, с привлечением современных спутниковых изображений высокого разрешения, а также результатов изучения скрытой расслоенности и мегациклов (зон) интрузии, предложена новая схема внутренней геологической структуры массива. Установлена весьма высокая магнезиальность исходной магмы массива Падос-Тундра, отвечающая коматииту и сопоставимая (несколько превышающая) с таковой массивов Великая Дайка и Бушвельд. Выявлены тренды кристаллизации ассоциаций хромшпинелидов из дифференциатов разных типов массива Падос-Тундра. В хромититах Дунитового блока обнаружены и исследованы минералы элементов группы платины, ранее в данном массиве неизвестные. В составе этой минерализации выявлено первое проявление в природе сульфоселенидов рутения. Обоснован их генезис и рудогенетическая значимость. Выявлены весьма необычные микросрастания лаурита с клинохлором и обсуждены аспекты их генезиса. Находка в этой минерализации фрамбоидальных микро-нано-частиц самородного рутения ~~весьма необычна~~. Эта находка представляет собой первое проявление самородного рутения в Кольском регионе. Выявлено и изучено проявление уникального минерала субгруппы серпентина, содержащего аномально высокие (для данного вида) уровни хрома и алюминия. Рассмотрены генетические и кристаллохимические следствия этого проявления. Изучены сфероидальные формы выветривания в массивах Падос-Тундра и, в качестве объекта сопоставления, Мончеплутоне, ранее неизвестные в ультрамафитах.

В качестве основных положений практической значимости диссертации, можно выделить следующие: 1) новые представления характера геологической структуры массива Падос-Тундра определяют локализацию хромитоносного Дунитового блока на нижней стратиграфической позиции. Таким образом,

глубинные уровни и приконтактные области Дунитовой зоны, а не верхние уровни разреза, как ранее полагалось в стратиграфической схеме (Мамонтов и др 2005), являются потенциально рудопродуктивными на ЭПГ-хромитовое оруденение; 2) Обнаружены и охарактеризованы собственные минеральные виды ЭПГ в массиве Падос-Тундра, что подтверждает потенциальную платиноносность этого и других массивов Серпентинитового пояса.

### **Апробация результатов исследования**

По результатам диссертационного исследования опубликованы следующие работы:

- 1) **Никифоров А.А.** Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в комплексе Падос-Тундра, Кольский по-в // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и ак. РАН Ф.П. Митрофанова, Петрозаводск, изд-во Карельского НЦ РАН, 2018. С. 76-79.
- 2) **Никифоров А.А.** Нетрадиционная ассоциация минералов ЭПГ в массиве Падос-Тундра, Кольский по-в // «Новое в познании процессов рудообразования». Сборник материалов Седьмой Российской молодёжной научно- практической школы, Москва, 2017. С. 230.
- 3) Барков А.Ю., Мартин Р.Ф., Изох А.Э., **Никифоров А.А.**, Королюк В.Н. Ультрамагнезиальный оливин в расслоенных массивах Мончеплутон (Fo<sub>96</sub>) и Падос-Тундра (Fo<sub>93</sub>), Кольский полуостров // Геология и геофизика, 2021 (в печати: DOI: 10.15372/GiG2020112).
- 4) Barkov A.Y., **Nikiforov A.A.**, Barkova L.P., Korolyuk V.N., Martin R.F. Zones of PGE–chromite mineralization in relation to crystallization of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // Minerals, 2021, Vol. 11(1). 68 (32 pp.).



- 5) 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., 2017, Vol. 89. P. 35-56.
- 6) 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, 2017. Vol. 29(4). P. 613-622.
- 7) Barkov A.Y., **Nikiforov A.A.**, Korolyuk V.N., Barkova L.P., Martin R.F. Anomalous chromite-ilmenite parageneses in the Chapesvara and Lyavaraka ultramafic complexes, Kola Peninsula, Russia // Period. di Mineral., 2020. Vol. 89. P. 299-317.
- 8) Barkov A.Y., **Nikiforov A.A.**, Halkoaho, T.A.A., Konnunaho J.P. The origin of spheroidal patterns of weathering in the Pados-Tundra mafic-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl., 2016. Vol. 88. P. 105-113.
- 9) 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. Vol. 87. P. 79-85.

### **Объем и структура работы**

Диссертация состоит из 6 глав, введения, заключения и списка цитированной литературы. Материал диссертационной работы изложен на 232 стр., включая 39 таблиц и 58 рисунков. Библиографический список включает 230 наименований.

## **Благодарности**

Диссертант выражает признательность научным руководителям работы: д.г.-м.н. А.Ю. Баркову, заведующему научно-исследовательской лабораторией «Промышленная и рудная минералогия» Череповецкого государственного университета (ЧГУ), г. Череповец, и д.г.-м.н. Н.Д. Толстых, в.н.с. Института геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск. Автор благодарен коллегам ИГМ СО РАН, ЧГУ и Р.Ф. Мартину (ун-т МакГилл, г. Монреаль) за научное сотрудничество в ходе работы над реализацией целей и задач диссертации.

Следует поблагодарить ректора и администрацию ЧГУ за создание в университете атмосферы благожелательной научной конкуренции и обеспечение возможностей плодотворной научно-исследовательской работы. Сотрудник ЧГУ, С.С. Крамзаев, оказал важное содействие в проведении экспедиционных исследований.

Существенная поддержка выполненным исследованиям оказана Российским Фондом Фундаментальных Исследований (РФФИ) в рамках проектов «Кумулятивные, интеркумулятивные и рудные минеральные ассоциации мафит-ультрамафитов массива Падос-Тундра, Кольский по-в: индикаторы потенциала и режимов рудообразования» (№ 16-05-00884) и «Минеральные ассоциации, геохимия, рудоносность и происхождение ультрамафитов Серпентинитового пояса, Кольский по-в» (№ 19-05-00181).

## **Глава 1. Геологическая структура и скрытая расслоенность палеопротерозойского массива Падос-Тундра, Серпентинитовый пояс Кольского по-ва**

### **1.1. Местоположение, предыдущие исследования и общие сведения о массиве Падос-Тундра**

На территории Балтийского (Фенноскандинавского) щита довольно широким распространением пользуются расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы палеопротерозойского возраста 2,4-2,5 млрд лет, развитые, в особенности, на Кольском полуострове, а также в Финляндии (Додин и др., 1994, 2000; Alapieti et.al., 1990). В Кольском регионе присутствуют и другие массивы, также палеопротерозойские, входящие в Серпентиновый пояс или Нотозёрскую группу. Эти массивы сравнительно менее изучены, являясь, однако, весьма важными и интересными объектами, перспективными для обнаружения экономически значимых руд хрома и элементов группы платины (ЭПГ). Наиболее крупным и интересным представителем группы является массив Падос-Тундра (~2,5 млрд лет), который явился основным объектом настоящего диссертационного исследования (рис. 1). Родственные ему массивы, а также фрагменты и блоки ультрамафитов, представлены преимущественно дунит-гарцбургит-ортопироксенитовыми породами. К ним относятся массивы Чапесвара, Карека-Тундра, Ханлаут-Варака (г. Ханлаута), Лотмвара, Кыйбушк-Варака, тела ультрамафитов в верховьях реки Термы, а также Ляварака (Хлебная Варака) и другие (Виноградов, 1971; Докучаева, 1981; Мамонтов и др 2005; Мурашов, 1958; Зак, 1980; Галкин, 1936; Горбачева, 2000; Дюков и др., 1950; Шукевич и др., 1940)

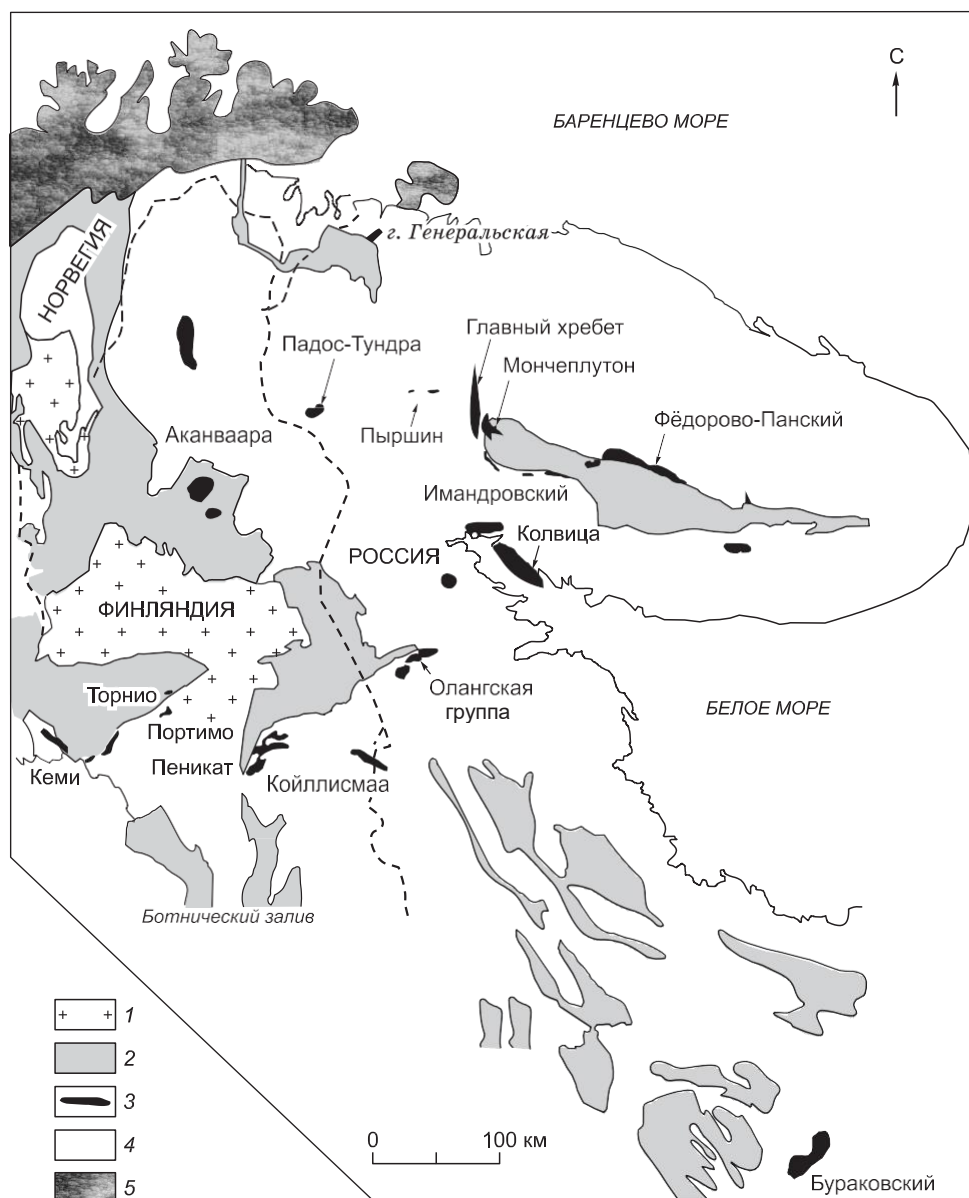


Рис. 1. Схематическая геологическая карта, по (Вапанова et.al., 2009) с изменениями, показывающая местоположение массива Падос-Тундра и других расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита. 1 — свекокарельские гранитные породы, 2 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы, 3 — расслоенные массивы, 4 — архейские породы, 5 — каледониды.

Массив Падос-Тундра (рис. 2) является крупным интрузивным телом ультрамафитовых пород (~6 x 1,5–2,1 км), расположенным вблизи границы с Финляндией. Изотопным датированием установлен его палеопротерозойский возраст: ~2,5 млрд лет (Толстых 1997). Массив ассоциирует с палеопротерозойским надвигом в Кольско-Мезенском блоке лапландских

гранулитов, располагаясь в зоне их контакта с архейским Беломорским блоком гранито-гнейссов. Ранее в составе интрузии выделены метагабброиды краевой серии (зоны эндоконтакта), а также породы ряда дунит-гарцбургит-ортопироксенит, которые, собственно, и слагают основной объём интрузивного тела. Три стратиформных слоя хромититов (с линзовидными обособлениями и переходами), условно обозначенные Cr<sub>2</sub>, Cr<sub>3</sub> и Cr<sub>4</sub> в работе (Мамонтов и др 2005) установлены и прослежены в пределах так называемого Дунитового блока (рис. 2). Подиформные и трубообразные рудные тела и сегрегации хромититов также присутствуют в этом блоке, который, таким образом, является основной хромитоносной структурной составляющей массива.

Три типа ультрамафитовых пород, оливинсодержащий ортопироксенит (до 10% оливина), ортопироксенит (до 95–97 объём.% ортопироксена) и дунит (90–95% оливина) преобладают среди ортопироксен-оливиновых кумулатов в этом массиве (рис. 2). Гарцбургит (в среднем 60–70% оливина и до 40% ортопироксена) имеет подчинённое распространение. Контактные зоны хромшпинелидов Cr<sub>г</sub>–Mag, также присутствуют (рис. 2). Предыдущими исследованиями установлены пять тальк-магнезитовых зон жильной морфологии, мощностью от 4 до 76 м и протяжённостью от 0,1 до ~1 км (рис. 2).

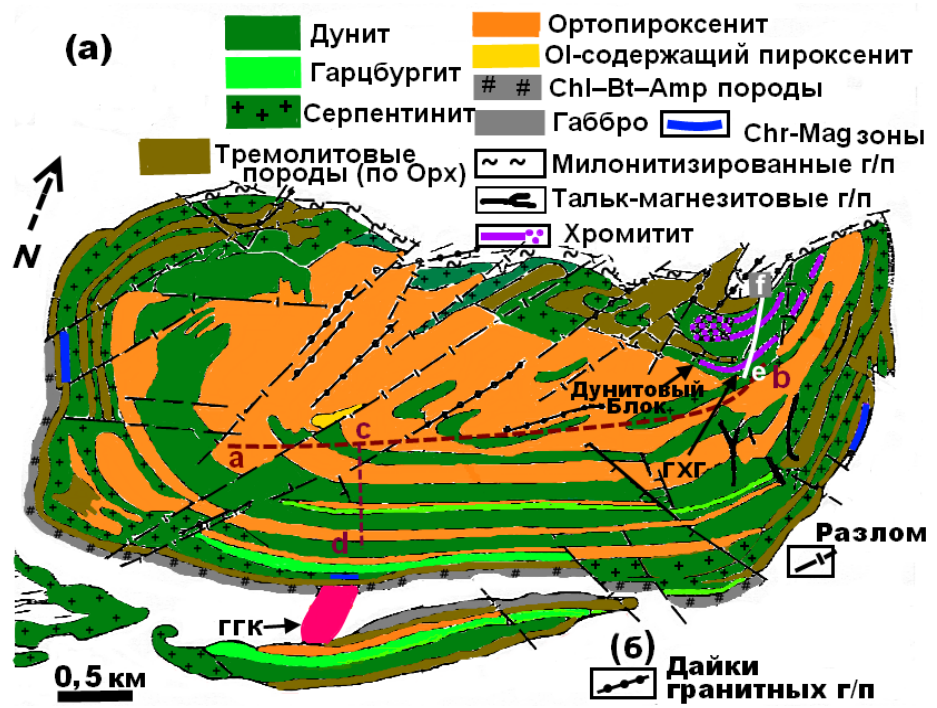


Рис. 2 (а, б). Геологическая карта массивов Падос-Тундра (а) и Малый Падос (б) (по данным (Мамонтов и др 2005) с небольшими изменениями). Линии *a-b*, *c-d*, *e-f* показывают ориентацию профилей отбора образцов. Зоны хромититов показаны вне масштаба (фиолетовым цветом). ГХГ – Главный Хромитовый Горизонт ( $Cr_2$ ); ГГД гранито-гнейсовый купол.



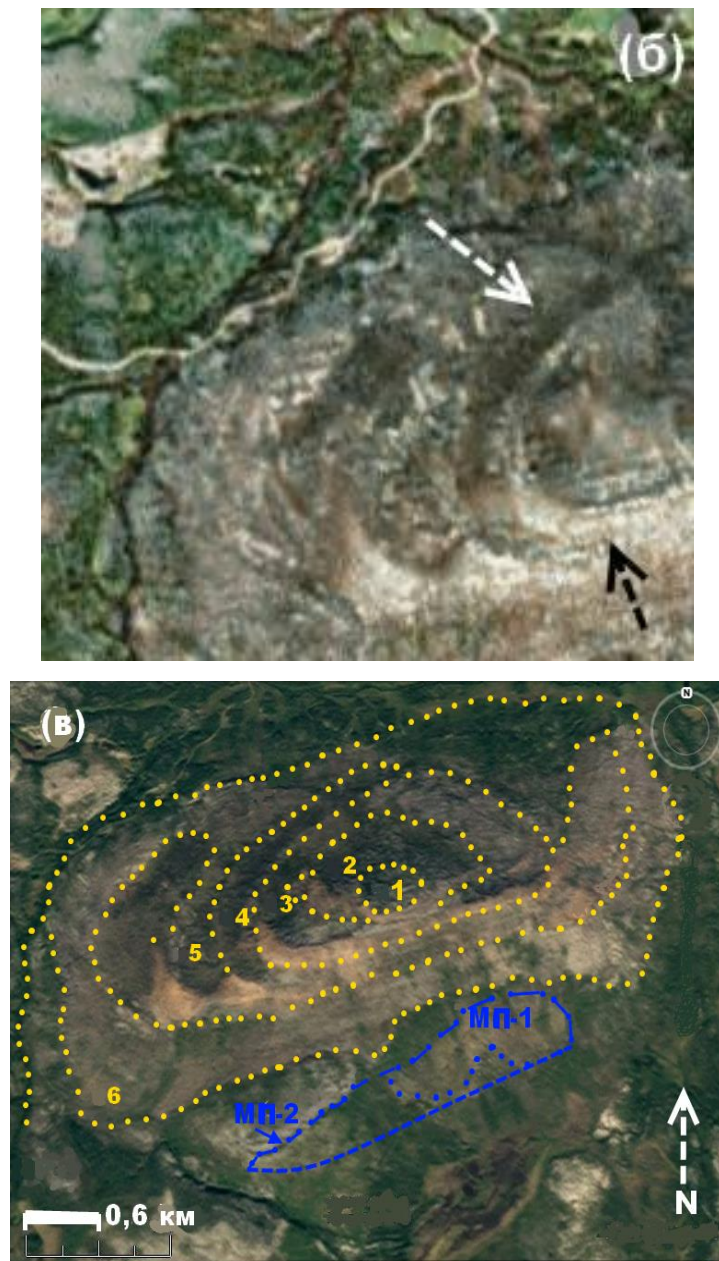


Рис. 3 (а-в). Обобщённая интерпретация концентрически-зонального строения лополитовидного интрузива Падос-Тундра с выделением шести районов, выраженных в рельефе на спутниковом изображении (обозначены цифрами от “1” до “6”). На рис 3 (б) отмечены эллипсовидные формы рельефа, отражающие полуконцентрический разлом (показан стрелкой), который прослежен на местности. МП – Малый Падос.

## 1.2. Геологическая структура массива Падос-Тундра

Как отмечалось, спутниковые изображения массива Падос-Тундра – Малый Падос (рис. 3а-в) указывают на расслоенный характер массива, с развитием полуконцентрических разрывных дислокаций, конформных общему простиранию магматических кумулатов (рис. 3б). Один из таких разломов –



основной, прослежен на местности в ходе полевых работ; он сопровождается развитием зоны интенсивного рассланцевания ультрамафитов, которая конформна общей структуре массива (рис. 4). Как будет показано ниже, выявленные тренды скрытой расслоенности хорошо согласуются с выявленной морфологией структуры и слоистости магматического тела.



Рис. 4. Полуконцентрическое дизъюнктивное нарушение и ассоциирующая с ним зона интенсивного рассланцевания ультрамафитов, гора Падос-Тундра (плато).

Таким образом, диссертант полагает, что массив Падос-Тундра имеет лополитообразную форму и слагается примитивными кумулатами нижней Дунитовой зоны (оливиновые кумулаты), а также ортопироксеновыми и оливин-ортопироксеновыми кумулатами Ортопироксенитовой Зоны (рис. 5).



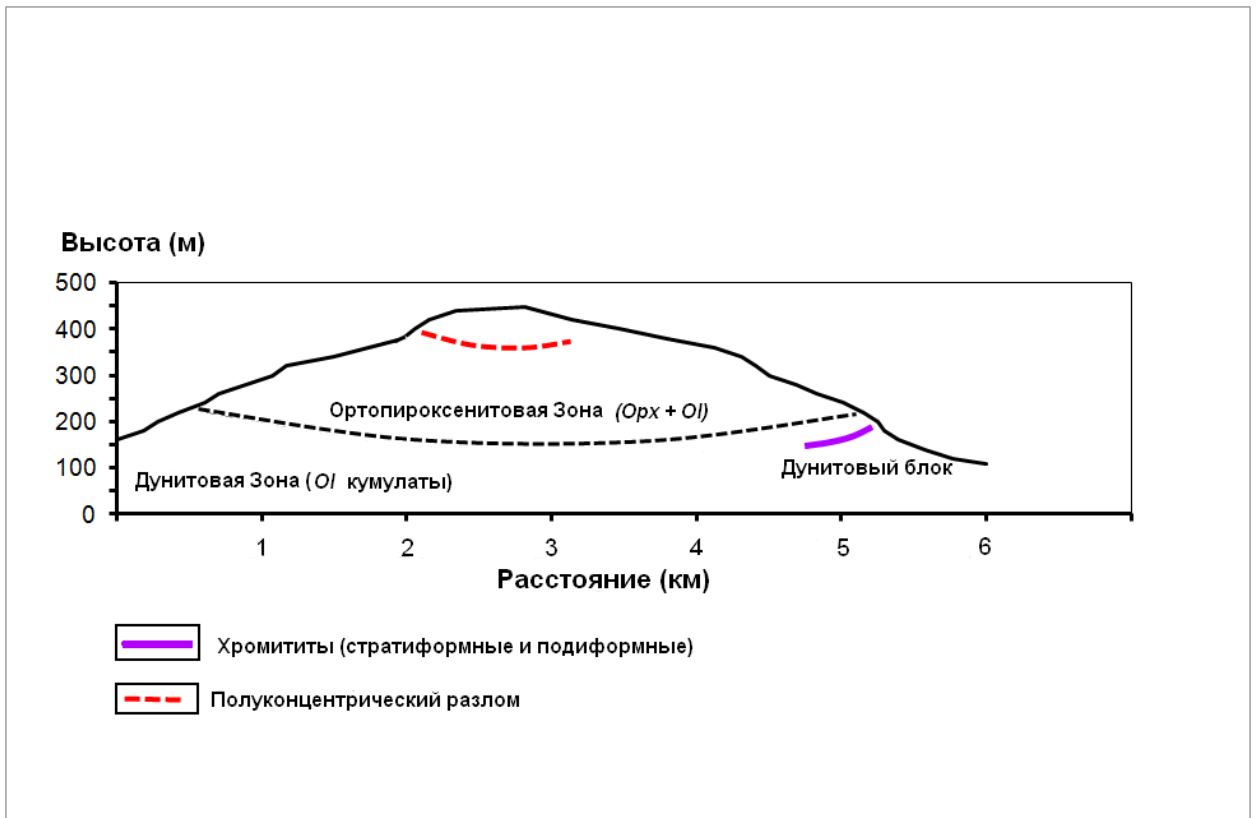


Рис. 5. Схема, показывающая обобщённый разрез расслоенной серии массива Падос-Тундра по данным диссертанта. Нижняя Дунитовая зона содержит оливиновые кумулаты. Ортопироксенитовая зона преимущественно слагается ортопироксеновыми кумулатами, которые переслаиваются с оливинсодержащими кумулатами.

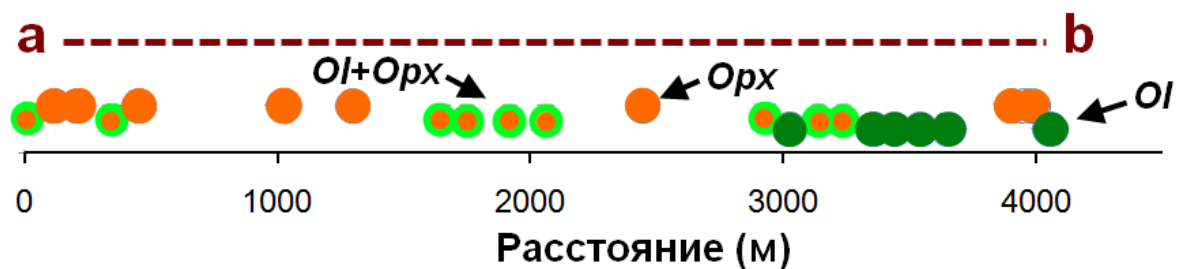


Рис. 6. Распределение парагенетических ассоциаций главных породообразующих минералов в оливиновых (ОI), ортопироксеновых (Орх) и оливин-ортопироксеновых (ОI + Орх) кумулатах вдоль профиля *a-b* массива Падос-Тундры (по данным диссертанта). Положение траверсы *a-b* показано на рис. 2б.

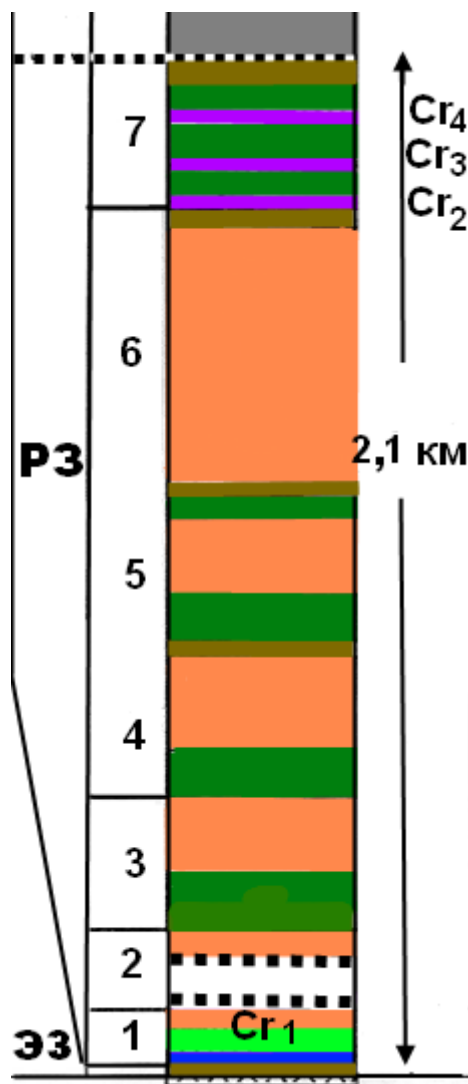


Рис. 7. Обобщённая стратиграфическая колонка по данным и представлениям Мамонтова и Докучаева (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**), показывающая расслоенную зону (P3) и эндоконтактную зону (ЭЗ) массива Падос-Тундра в разрезе его восточной части. Цифры от 1 до 7 отражают ритмическую расслоенность, предполагаемую этими авторами. Легенда и условные обозначения см. на рис. 2. Серым цветом обозначены «габброидные породы», которые, по представлениям работы (Мамонтов и др 2005) перекрывают хромитсодержащие кумулаты Дунитового блока. Хромититовые горизонты (с линзовидными обособлениями) показаны схематически и обозначены Cr<sub>2</sub>, Cr<sub>3</sub>, Cr<sub>4</sub> по данным работы (Мамонтов и др 2005).

Как отмечалось, массив затронут тектоническими дислокациями (вероятно датируемыми 1,9–1,8 млрд лет (Barkov et.al., 2017)). Однако его основные структурные элементы остались существенно неизменными. Таким образом, геологическая структура массива может быть выявлена на основе изучения современных спутниковых изображений высокого разрешения.

Дифференциальные степени выветривания основных породообразующих минералов могли оказать значительное влияние на формирование наблюдаемых элементов ступенчатого рельефа, вследствие более высокой сопротивляемости ортопироксена, по сравнению с оливином, к агентам и факторам химического выветривания в супергенной среде.

Характер форм на спутниковых изображениях хорошо согласуется со скрытой расслоенностью, выявленной в массиве (рис. 8). Действительно, исследованный нами разрез по профилю *a-b* (рис. 2б) ориентирован «вкрест» простирания первичной структуры магматической расслоенности массива, и не распространяется в пределах монотонного слоя ортопироксенитов, как следовало бы исходя из ранних представлений. Дунитовая зона преимущественно представлена оливиновыми кумулатами, в то время как Ортопироксенитовая зона сложена комбинациями переслаивающихся ортопироксен-оливиновых кумулатов (рис. 4, 5), с общим преобладанием ортопироксена. Установленные диссертантом тренды скрытой расслоенности (рис. 8) согласуются с фракционной кристаллизацией единой порции материнской магмы (вероятно коматиитовой (Barkov et.al., 97) в закрытой системе. Процессы и факторы расслоения магм рассматриваются в ряде предложенных моделей (Коптев-Дворников и др., 1979; Маракушев и др., 1981; Namur et.al., 2015; и др.).

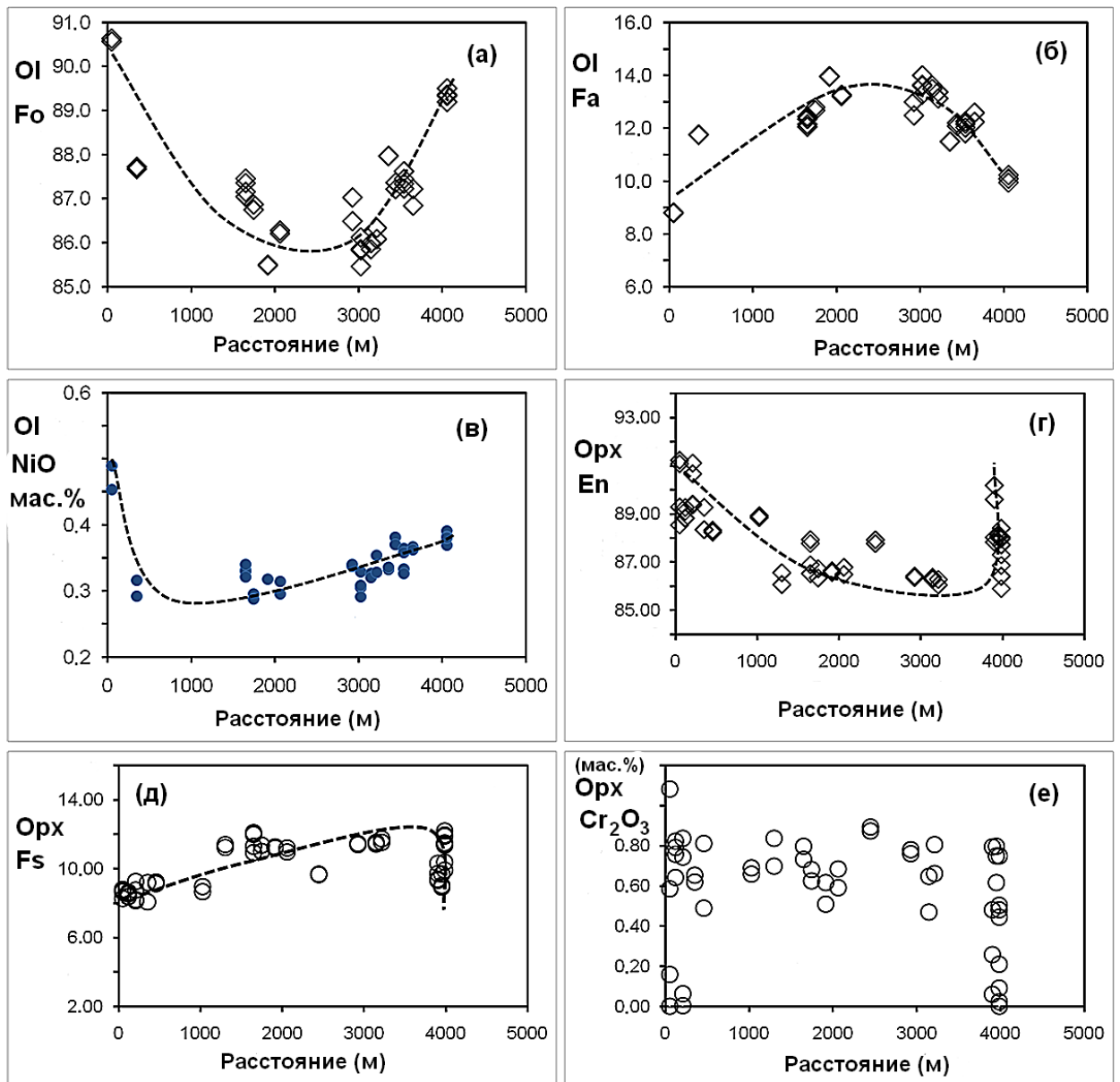


Рис. 8 (а-е). Тренды составов и скрытые вариации в содержании (мол.%) форстеритового (Fo) и фаялитового компонента (Fa), и примесей NiO (мас.%) в зёрнах оливина, а также энстативного (En) и ферросилитового (Fs) компонента, выраженные в мол.% и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%) в ортопироксене в пробах ультрамафитовых кумулатов по профилю *a-b* (положение профиля показано на рис. 2) в массиве Падос-Тундра.

Предыдущими исследованиям (Мамонтов и др 2005 **Ошибка! Источник ссылки не найден.**) предполагалось, что хромититовые горизонты, в целом стратиформного типа, с линзовидными обособлениями и «раздувами» мощностей, залегают в составе Дунитового блока, вблизи самого верхнего стратиграфического уровня расслоенной серии, то есть в прямом контакте с

габброидными породами (рис. 7). Представляется, однако, что предположенные взаимоотношения маловероятны в отсутствие развития слоёв промежуточных норит-габброноритовых составов.

В противоположность ранним представлениям результаты наших исследований свидетельствуют, что Дунитовый блок, вмещающий зоны минерализации Cr-ЭПГ, занимает нижнюю структурную позицию, располагаясь вблизи прикраевой части массива (рис. 5). Эти представления подтверждаются весьма высокой степенью магнезиальности составов оливина (варьирующего до состава  $Fo_{93}$ ) и хромшпинелидов - минералов ряда хромит-магнезиохромит, обладающих весьма высокими значениями индекса магнезиальности составов:  $mg\# \sim 0,6$  [где  $mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ ], которые выявлены нами в Дунитовом блоке. В образце дунита, содержащем богатую рассеянную хромитовую минерализацию (проба PDS-214) в Дунитовом блоке, фрагменты оливина анализировались двумя независимыми методами анализа (SEM/EDS и WDS: далее №1 и 2, соответственно), и дали близкие составы, отвечающие  $Fo_{93}$ : MgO 50,74 и 51,31, FeO 6,61 и 6,85, MnO не анализировался и 0,14, NiO 0,43 и 0,45, SiO<sub>2</sub> 40,82 и 41,27, сумма 98,6 и 100,1 мас.%, соответственно.

Таким образом, Дунитовый блок слагается наиболее примитивными и рано кристаллизующимися кумулатами нижней части магматической камеры. Наиболее вероятной причиной противоречивой интерпретации авторов работы (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**) можно считать тектонические процессы и локальные дислокации в пределах Дунитового блока, которые существенно видоизменили его первоначальную структуру.

### 1.3. Профили, пробы и аналитические данные

Более ста образцов отобраны вдоль ~4-км разреза *a-b* и вдоль траверсы *c-d* ориентированной перпендикулярно к основному разрезу (рис. 2а). Кроме того, значительно число отдельных обнажений исследовано в разных частях массива, включая Дунитовый блок, содержащий значительные рудопроявления

хромита (рис. 2а). В соответствии с ранними наблюдениями (Мамонтов и др 2005), ортопироксенит (типично >95 объём.% ортопироксена) и дунит (~90–95% оливина) в значительной степени преобладают среди ортопироксен-оливиновых пород, относящихся к орто- и мезокумулатам. Представительные примеры текстур этих пород приведены на рис. 9 и 10. Оливинсодержащий ортопироксенит (≤5-10% оливина) развит локально в западном секторе интрузии. Гарцбургит (~70% оливина) слагает линзовидный слой, обнажающийся в нижней части разреза по профилю *c-d* (рис. 2а). Клинопироксен и плагиоклаз, столь типичные породообразующие минералы расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита, не установлены в массиве Падос-Тундра, что является показательной особенностью.

Высокомагнезиальные амфиболы и субидиоморфные зёрна акцессорного хромита присутствуют в изученных ультрамафитах достаточно широко. Зёрна магнезиального ильменита редки. Породы массива обычно свежие или слабоизменённые и не несут значительного вторичного изменения. Вместе с тем, в той или иной степени повсеместно развита ассоциация вторичных минералов, возникших в ходе автометасоматического преобразования первичных силикатов (ортопироксена и оливина) и включающая клинохлор, амфиболы, тальк, серпентин, магнезит и доломит.

Сульфидные минералы весьма редки. Они представлены мелкими акцессорными зёрнами (<0,1 мм) пентландита (Со-содержащего) и, локально, пирротина, пирита; миллерит наблюдался только в хромитите Дунитового блока. Составы этих минералов весьма близки стехиометрическим. Двадцать пять проб ультрамафитов, отобранных вдоль профиля *a-b* (рис. 2а) протяжённостью около 4 км, изучены методом электронно-микронного анализа волновой спектроскопии (WDS). При выборе этой серии проб, принимались во внимание следующие обстоятельства и критерии:

1) Эти пробы являются представительными кумулатами *in situ* в коренных выходах интрузивных пород.

2) Они являются типичными по отношению к окружающим кумулатам.

3) Обсуждаемые породы в достаточной степени свежие и содержат незначительные количества вторичных минералов аутометасоматического происхождения.

4) Породы этой серии проб не подвержены явлениям динамометаморфизма; соответственно, их облик и первичные магматические текстуры в полной мере сохранены.

5) Участки интенсивно проявленного тектонического воздействия, с развитием дизъюнктивных нарушений полуконцентрической и другой морфологии и ассоциирующие с ними зоны сланцеватости ультрамафитов (например, рис. 4), не были включены для анализа характера скрытой расслоенности. Электронно-микронные анализы выполнены методом WDS на установке JEOL JXA-8100.

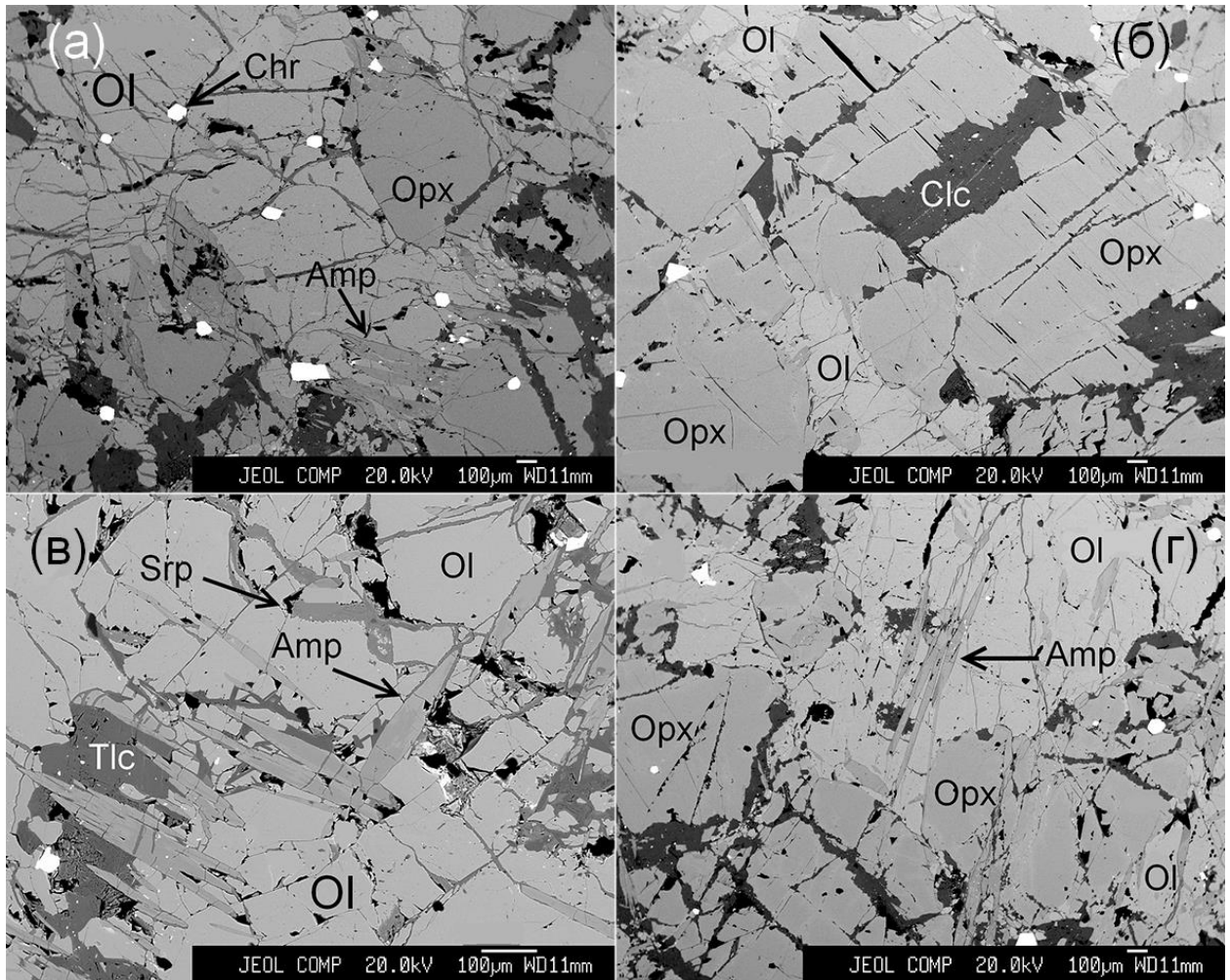


Рис. 9. Характерные текстуры и ассоциации в ультрамафитовых породах массива Падос-Тундра на изображениях в обратнорассеянных электронах. (а) Сосуществование зёрен высоко-Mg оливина (Ol;  $Fe_{85.5}$ ) и ортопироксена [Orp;  $Wo_{2.2}En_{86.6}Fs_{11.2}$ ]; присутствует амфибол (Amp) и акцессорные зёрна хромита (Chr, проба Pds-50). (б) Зёрна оливина (Ol;  $Fe_{86.3}$ ), ассоциирующие с кумулюсным ортопироксеном [Orp;  $Wo_{2.3}En_{86.5-86.8}Fs_{11.0-11.2}$ ], который замещается незначительным количеством клинохлора (Clc) в пробе Pds-54. (в) Субгедральные зёрна амфибола (Amp), ориентированные почти перпендикулярно друг другу, ассоциирующие с оливином (Ol;  $Fe_{86.1}$ ); развиты серпентин (Srp) и тальк (Tlc) (проба Pds-77). (г) Ассоциация зёрен ортопироксена [Orp;  $Wo_{2.2}En_{86.3}Fs_{11.5}$ ] и оливина [Ol;  $Fe_{86.0}$ ] в пробе Pds-80; присутствуют игольчатые кристаллы амфибола (Amp).



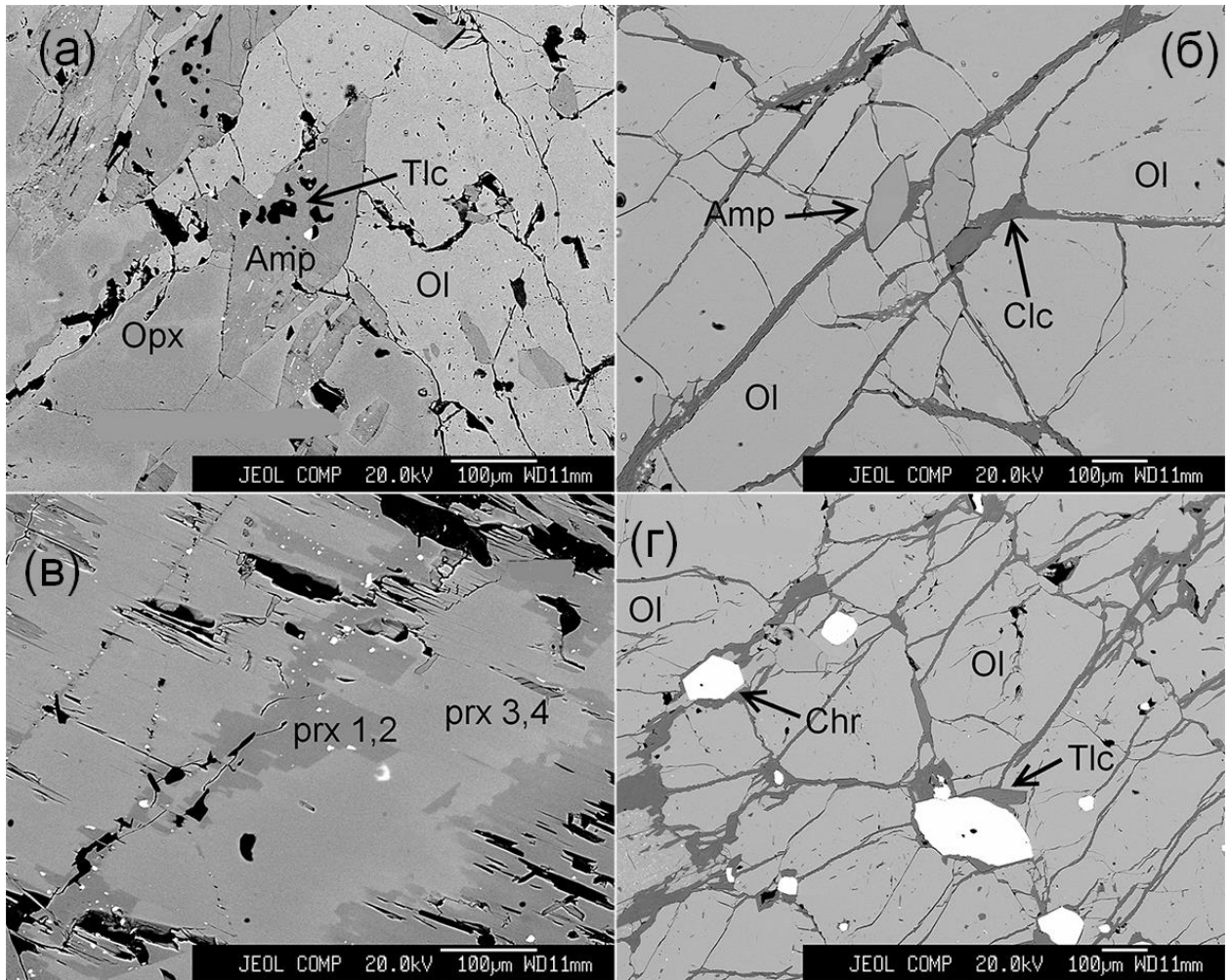


Рис. 10. (а) Идиоморфное зерно амфибола (amp; тремолит), наблюдаемое у границы зёрен кумулюсного оливина  $[Fo_{87.9}]$  и ортопироксена  $[Wo_{2.3}En_{88.0-87.6}Fs_{9.6-10.1}]$  в пробе Pds-103; Tlc = тальк. (б) Субгедральные зёрна амфибола (Amp), вмещаемые оливином ( $Fo_{87.1}$ ) в пробе Pds-108. (в). Текстуры замещения, наблюдаемые в зерне пироксена в пробе Pds-110. Фаза, более тёмная в отражённых электронах, отмеченная как “prx 1, 2”, сравнительно бедна Ca, Al и Cr, и имеет состав  $[Wo_{0.1}En_{87.0-88.0}Fs_{11.9-12.2}]$ , основанный на двух анализах (WDS). Фаза вмещающего пироксена, “prx 3, 4”, имеет состав  $[Wo_{2.8}En_{85.8-85.9}Fs_{11.1-11.2}]$ . (г) Оливиновый кумулат состава  $[Fo_{89.0}; Pds-111]$ , содержащий субгедральные включения зёрен хромита (Chr); Tlc = тальк.

#### 1.4. Скрытые вариации составов оливина и ортопироксена в массиве Падос-Тундра

На рис. 9 и 10 представлены примеры типичных текстур и основных минеральных ассоциаций оливин-ортопироксеновых кумулатов в ортопироксените, оливиновом ортопироксените и дуните массива Падос-Тундра. Общие вариации составов, установленные в целом для интрузии, для оливина составляют:  $Fo_{85.5-90.6}$ , 0,26–0,49 мас.% NiO и 0,12–0,24 мас.% MnO; эти результаты базируются на данных WDS анализов 50 зёрен оливина в ультрамафитах разных зон и участков массива.

Эволюционные тренды кристаллизации оливина, охарактеризованные в пробах вдоль траверсы *a-b* и выраженные в значениях  $Fo$  ( $Fa$ ) и примесных содержаний Ni, показаны на рис. 8 и отражены в табл. 1, 2. Эти вариации и тренды свидетельствуют, что стратиграфически более нижние уровни ультрамафитовых интервалов последовательно обнажаются по направлению к внешнему контакту интрузива. Ряд  $Fo_{87.1-89.0}$ , обнаруженный в составах оливина в ультрамафитах по профилю *c-d*, сравнительно узок, однако прослеживается та же тенденция возрастания значений  $Fo$  наружу, к контакту массива.

Таблица 1

Представительные составы (мас.%) оливина в массиве Падос-Тундра, Серпентинитовый пояс Кольского по-ва

Проба №	(м)	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Сумма
1	Pds-1	50	41.19	0.01	8.63	0.12	49.80	0.49	100.27
2	Pds-8	350	40.76	0.03	11.37	0.24	47.54	≤0.01	100.26
3	Pds-41	1650	40.82	0.05	11.59	0.15	47.18	0.01	100.12
4	Pds-41b	1650	40.77	0.04	11.88	0.16	47.00	0.01	100.18
5	Pds-44	1745	40.47	≤0.01	12.37	0.17	47.05	0.29	100.35
6	Pds-50	1915	40.46	≤0.01	13.27	0.20	45.62	0.01	99.88
7	Pds-50b	1915	40.40	≤0.01	13.30	0.20	45.61	0.01	99.84
8	Pds-54	2060	40.73	0.01	12.59	0.19	46.08	0.01	99.90
9	Pds-75	2925	40.55	≤0.01	12.55	0.15	46.83	0.02	100.44
10	Pds-77	3025	40.29	0.02	13.07	0.21	46.23	0.01	100.16
11	Pds-77b	3025	40.33	0.22	12.72	0.20	46.27	0.08	100.11
12	Pds-80	3145	40.51	≤0.01	12.85	0.18	45.92	0.01	99.78
13	Pds-82	3215	40.46	0.02	12.87	0.18	46.46	0.03	100.34
14	Pds-86	3355	39.68	0.02	11.19	0.17	48.00	0.02	99.42

15	Pds-88	3440	40.40	0.05	11.80	0.18	47.31	0.38	0.02	100.13
16	Pds-90	3540	40.86	0.02	11.70	0.16	47.13	0.33	0.01	100.20
17	Pds-90b	3540	40.17	≤0.01	11.44	0.17	47.60	0.36	0.03	99.76
18	Pds-93	3650	39.87	0.01	11.91	0.18	47.60	0.36	≤0.01	99.93
19	Pds-97	4055	41.32	0.03	9.79	0.18	48.67	0.39	0.01	100.39
20	Pds-97b	4055	41.18	0.01	9.82	0.17	48.79	0.38	0.01	100.35

### Формулы

	Si	Mg	Fe	Ni	Mn	Ca	Cr	Σ	Fo	Fa
1	1.00	1.81	0.18	0.010	0.002	0	0	1.99	90.6	8.8
2	1.00	1.75	0.23	0.006	0.005	0	0.001	1.99	87.7	11.8
3	1.01	1.74	0.24	0.007	0.003	0	0.001	1.98	87.5	12.1
4	1.01	1.73	0.25	0.006	0.003	0	0.001	1.99	87.1	12.4
5	1.00	1.73	0.26	0.006	0.003	0	0	2.00	86.7	12.8
6	1.01	1.70	0.28	0.006	0.004	0	0	1.98	85.5	14.0
7	1.01	1.70	0.28	0.006	0.004	0	0	1.98	85.5	14.0
8	1.01	1.71	0.26	0.006	0.004	0	0	1.98	86.3	13.2
9	1.00	1.73	0.26	0.007	0.003	0	0	2.00	86.5	13.0
10	1.00	1.71	0.27	0.007	0.004	0	0	2.00	85.8	13.6
11	1.00	1.71	0.26	0.006	0.004	0.002	0.004	1.99	86.1	13.3
12	1.01	1.70	0.27	0.006	0.004	0	0	1.98	86.0	13.5
13	1.00	1.72	0.27	0.007	0.004	0.001	0	1.99	86.1	13.4
14	0.99	1.78	0.23	0.007	0.004	0	0	2.02	88.0	11.5
15	1.00	1.74	0.24	0.008	0.004	0	0.001	2.00	87.2	12.2
16	1.01	1.73	0.24	0.006	0.003	0	0	1.98	87.3	12.2
17	1.00	1.76	0.24	0.007	0.004	0.001	0	2.01	87.6	11.8
18	0.99	1.76	0.25	0.007	0.004	0	0	2.02	87.2	12.2
19	1.01	1.77	0.20	0.008	0.004	0	0.001	1.98	89.3	10.1
20	1.01	1.78	0.20	0.007	0.003	0	0	1.99	89.4	10.1

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов (метод WDS) получены на установке JEOL JXA-8100. Na, K, Ti, Al, V анализировались, но не установлены (ниже предела обнаружения). Формулы вычислены на основе 4 атома кислорода на формульную единицу. В Таблице №1 и последующих таблицах приведены данные и результаты исследования следующих образцов пород из массива Падос-Тундра: оливинсодержащие ортопироксениты в пробах №PDS 1, 8, 41, 50, 54, 80, 82; ортопироксениты в пробах №PDS 3, 5, 11, 16, 27, 30, 44, 64, 75, 94-96, 103, 106, 107, 110; гарцбургиты с вариациями до дунитов в пробах №PDS 77, 86, 88, 90, 93, 97, 108, 111, а также хромитсодержащие дуниты и хромититы в пробах №PDS 202-215, 400-432.

Ромбический пироксен, по результатам анализа 70 зёрен, даёт следующий ряд составов:  $[Wo_{<0.1-3.0}En_{85.1-91.2}Fs_{8.1-12.5}]$ , 0,03–1,55 мас.% CaO, 0,10–0,23% MnO, 0,03–0,14% NiO, ≤0,02–1,47% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; ≤0,04–1,08% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; ≤0,01–0,05% V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; ≤0,02–0,1 мас.% TiO<sub>2</sub>. В образцах Pds-96 и Pds-110 (табл. 2), отобранных

вблизи внешнего контакта массива, установлено присутствие двух фаз ортопироксена, одна из которых, вероятно, формировалась в результате высокотемпературного гидротермального изменения исходной (вмещающей) фазы (рис. 10). Подобные явления известны в других массивах (Akizawa et al., 2014). Интересно отметить, что метастабильные условия кристаллизации, проявляющиеся в краевых частях интрузивных комплексов, способны приводить к появлению аномальных форм зональности пироксенов (Barkov et al., 2015).

Таблица 2

Представительные составы ортопироксена (мас.%) в массиве Падос-Тундра, Кольский по-в

	<b>Проба №</b>	<b>(м)</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>
1	Pds-1	50	57.02	0.05	1.20	1.08	0.01	5.45
2	Pds-1a	50	58.71	0.00	0.03	0.16	0	5.82
3	Pds-3	120	57.46	0.05	1.14	0.76	0	5.45
4	Pds-5	210	57.05	0.06	1.15	0.84	0	5.37
5	Pds-8	350	57.10	0.05	1.16	0.62	0	6.04
6	Pds-11	455	57.02	0.04	1.30	0.49	0	5.94
7	Pds-30	1300	56.29	0.07	1.07	0.70	0.01	7.36
8	Pds-41	1650	56.46	0.05	1.01	0.73	0.05	7.51
9	Pds-44	1745	55.99	0.07	1.02	0.68	0.01	7.20
10	Pds-50	1915	56.65	0.04	0.97	0.62	0.01	7.40
11	Pds-54	2060	56.38	0.06	0.99	0.68	0	7.37
12	Pds-75	2925	56.29	0.04	1.03	0.76	0	7.55
13	Pds-80	3145	57.10	0.04	0.97	0.65	0	7.39
14	Pds-82	3215	56.80	0.03	1.00	0.81	0.01	7.60
15	Pds-94	3900	57.17	0.06	1.23	0.48	0.01	6.12
16	Pds-95	3950	56.40	0.07	1.40	0.75	0.02	5.86
17	Pds-96a	3985	57.51	0.01	0.05	0.21	0.01	7.67
18	Pds-96b	3985	57.43	0.03	0.25	0.09	0	7.66
19	Pds-96c	3985	56.45	0.04	1.43	0.50	0.01	7.39
20	Pds-96d	3985	57.04	0.05	0.68	0.45	0	7.82
21	Pds-110	prx-1	57.43	0.04	0.03	0.16	0	7.93
22	Pds-110	prx-2	57.40	0.03	0.03	0.00	0	8.01
23	Pds-110	prx-3	56.35	0.08	1.20	0.59	0.02	7.27
24	Pds-110	prx-4	56.47	0.06	1.21	0.52	0.01	7.17

Таблица 2 (продолжение)

	<b>Проба №</b>	<b>(м)</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>NiO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Сумма</b>
1	Pds-1	50	0.12	33.72	0.11	1.27	0.03	0	100.08
2	Pds-1a	50	0.14	35.26	0.10	0.06	0	0	100.27
3	Pds-3	120	0.14	33.52	0.09	1.24	0.08	0	99.94
4	Pds-5	210	0.16	33.77	0.12	1.24	0.10	0.01	99.87
5	Pds-8	350	0.14	33.28	0.07	1.28	0.06	0	99.81
6	Pds-11	455	0.13	32.99	0.10	1.33	0.09	0.01	99.44
7	Pds-30	1300	0.17	32.50	0.12	1.15	0.06	0	99.49
8	Pds-41	1650	0.17	32.95	0.09	1.15	0.04	0	100.20
9	Pds-44	1745	0.17	32.56	0.10	1.18	0.05	0	99.04
10	Pds-50	1915	0.20	32.77	0.12	1.14	0.02	0	99.93
11	Pds-54	2060	0.20	32.78	0.12	1.22	0.04	0.01	99.84
12	Pds-75	2925	0.20	32.93	0.07	1.16	0.04	0	100.07
13	Pds-80	3145	0.18	32.10	0.11	1.13	0.09	0.01	99.77
14	Pds-82	3215	0.21	32.15	0.11	1.15	0	0	99.86
15	Pds-94	3900	0.13	32.84	0.11	1.34	0.04	0	99.53
16	Pds-95	3950	0.13	32.81	0.11	1.46	0.06	0	99.08
17	Pds-96a	3985	0.16	33.80	0.08	0.05	0	0.01	99.56
18	Pds-96b	3985	0.15	33.69	0.06	0.29	0	0	99.65
19	Pds-96c	3985	0.15	31.91	0.06	1.41	0.06	0	99.40
20	Pds-96d	3985	0.15	32.47	0.04	0.88	0	0	99.57
21	Pds-110	prx-1	0.20	33.69	0.03	0.06	0	0	99.56
22	Pds-110	prx-2	0.22	33.28	0.05	0.05	0	0	99.06
23	Pds-110	prx-3	0.17	32.01	0.13	1.46	0.07	0	99.33
24	Pds-110	prx-4	0.16	31.94	0.11	1.44	0.08	0	99.17

<b>Формулы</b>									
	<b>Проба №</b>	<b>(м)</b>	<b>Si</b>	<b>Ti</b>	<b>Al</b>	<b>Cr</b>	<b>V</b>	<b>Fe</b>	<b>Mn</b>
1	Pds-1	50	1.97	0.001	0.049	0.030	0	0.16	0.004
2	Pds-1a	50	2.01	0.000	0.001	0.004	0	0.17	0.004
3	Pds-3	120	1.99	0.001	0.047	0.021	0	0.16	0.004
4	Pds-5	210	1.97	0.001	0.047	0.023	0	0.16	0.005
5	Pds-8	350	1.98	0.001	0.048	0.017	0	0.18	0.004
6	Pds-11	455	1.98	0.001	0.053	0.013	0	0.17	0.004
7	Pds-30	1300	1.97	0.002	0.044	0.019	0	0.22	0.005
8	Pds-41	1650	1.96	0.001	0.041	0.020	0.001	0.22	0.005
9	Pds-44	1745	1.97	0.002	0.042	0.019	0	0.21	0.005
10	Pds-50	1915	1.97	0.001	0.040	0.017	0	0.22	0.006
11	Pds-54	2060	1.96	0.001	0.041	0.019	0	0.21	0.006
12	Pds-75	2925	1.96	0.001	0.042	0.021	0	0.22	0.006
13	Pds-80	3145	2.00	0.001	0.040	0.018	0	0.22	0.005
14	Pds-82	3215	1.99	0.001	0.041	0.022	0	0.22	0.006
15	Pds-94	3900	1.99	0.001	0.051	0.013	0	0.18	0.004
16	Pds-95	3950	1.97	0.002	0.058	0.021	0.001	0.17	0.004
17	Pds-96a	3985	2.00	0	0.002	0.006	0	0.22	0.005
18	Pds-96b	3985	2.00	0.001	0.010	0.003	0	0.22	0.004
19	Pds-96c	3985	1.98	0.001	0.059	0.014	0	0.22	0.004
20	Pds-96d	3985	2.00	0.001	0.028	0.012	0	0.23	0.005

21	Pds-110	prx-1	2.00	0.001	0.001	0.004	0	0.23	0.006
22	Pds-110	prx-2	2.01	0.001	0.001	0	0	0.23	0.006
23	Pds-110	prx-3	1.98	0.002	0.050	0.016	0	0.21	0.005
24	Pds-110	prx-4	1.98	0.002	0.050	0.014	0	0.21	0.005

	<b>Проба №</b>	<b>(м)</b>	<b>Na</b>	<b>K</b>	<b>Wo</b>	<b>En</b>	<b>Fs</b>
1	Pds-1	50	0.002	0	2.4	89.2	8.3
2	Pds-1a	50	0.000	0	0.1	91.2	8.7
3	Pds-3	120	0.006	0	2.4	89.0	8.3
4	Pds-5	210	0.007	0	2.4	89.1	8.2
5	Pds-8	350	0.004	0	2.4	88.2	9.2
6	Pds-11	455	0.006	0	2.5	88.0	9.1
7	Pds-30	1300	0.004	0	2.2	86.4	11.2
8	Pds-41	1650	0.003	0	2.2	86.4	11.3
9	Pds-44	1745	0.004	0	2.3	86.6	11.0
10	Pds-50	1915	0.002	0	2.2	86.5	11.3
11	Pds-54	2060	0.003	0	2.3	86.3	11.2
12	Pds-75	2925	0.003	0	2.2	86.3	11.4
13	Pds-80	3145	0.006	0	2.2	86.1	11.4
14	Pds-82	3215	0.000	0	2.2	86.1	11.7
15	Pds-94	3900	0.003	0	2.6	87.9	9.4
16	Pds-95	3950	0.004	0	2.8	87.9	9.0
17	Pds-96a	3985	0.000	0	0.1	88.4	11.5
18	Pds-96b	3985	0.000	0	0.5	88.0	11.4
19	Pds-96c	3985	0.004	0	2.7	85.7	11.4
20	Pds-96d	3985	0.000	0	1.7	86.4	11.9
21	Pds-110	prx-1	0.000	0	0.1	88.0	11.9
22	Pds-110	prx-2	0.000	0	0.1	87.7	12.2
23	Pds-110	prx-3	0.005	0	2.8	85.8	11.2
24	Pds-110	prx-4	0.005	0	2.8	85.9	11.1

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов (метод WDS) получены на установке JEOL JXA-8100. Формулы вычислены на основе 6 атомов кислорода на формульную единицу, исходя из  $\Sigma$  катионов = 4. Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1.

Наблюдаемые тренды составов оливина и ортопироксена хорошо согласуются между собой, выявляя единую закономерность (рис. 8). Эти тренды скрытой расслоенности убедительно свидетельствуют, что ультрамафитовые кумулаты в центральной части массива кристаллизовались из более эволюционированного (то есть более фракционированного) расплава относительно стратиграфически нижних и ранних кумулатов, которые обнажаются ближе к внешнему контакту массива (Дунитовый блок Дунитовой зоны). Вариации Mn в составах ромбического пироксена показывают, что Mn

является здесь чувствительным индикатором степени фракционной кристаллизации, также как содержание Ni в оливине (рис. 8, 11).

В пределах профиля *a-b*, содержание Cr, и, менее отчётливо, Ni, показывают тенденцию более существенных вариаций в составах зёрен пироксена, кристаллизующегося ближе к краевой зоне интрузии (рис. 11). Наблюдается положительная Cr–Al корреляция (рис. 12), что указывает на парное изоморфное замещение элементов  $[Cr^{3+} + Al^{3+} \leftrightarrow Mg^{2+} + Si^{4+}]$ , которое вполне обычно для ортопироксена. Геохимическое поведение Cr подобно тому, что показывает Ni в составах пироксена, как можно видеть по характеру слабopоложительной Ni–Cr корреляции (рис. 12). Последняя может отражать подчинённый обмен  $Ni \leftrightarrow Mg (Fe^{2+})$ , ассоциирующий с изоморфным замещением  $Cr \leftrightarrow Al$ .

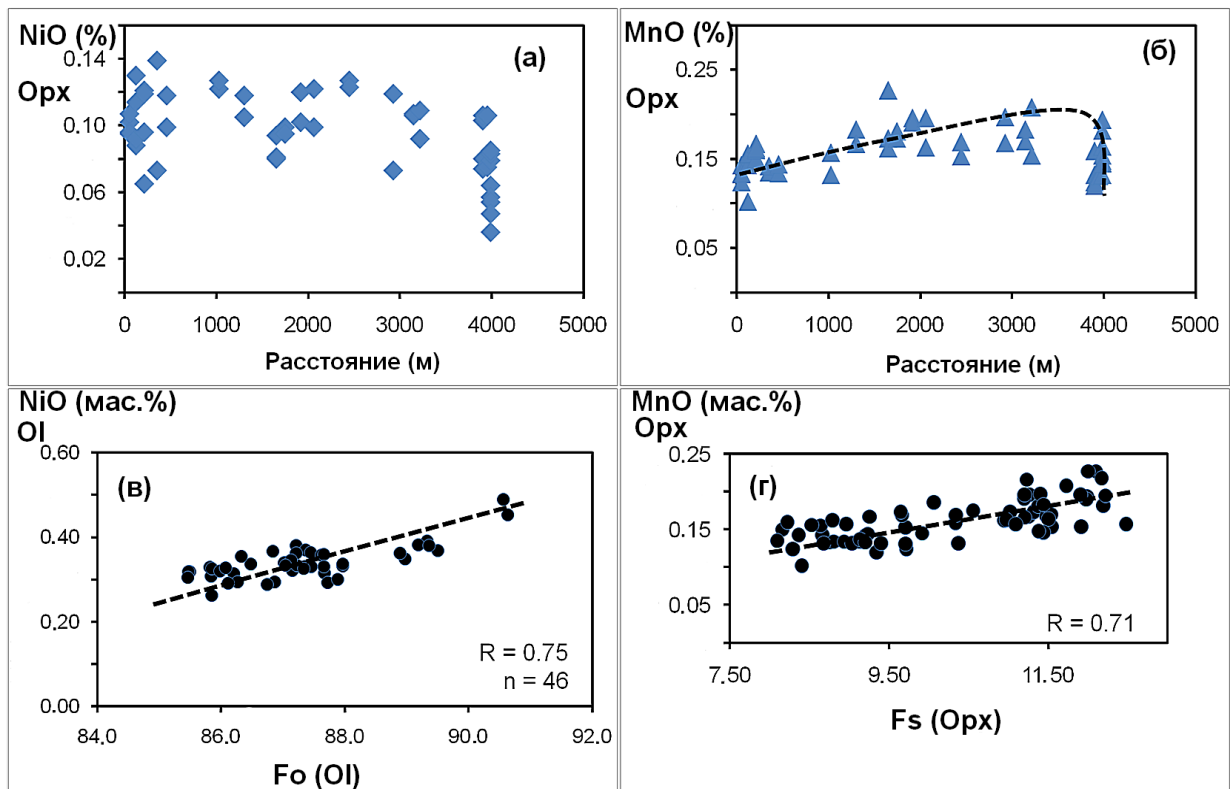


Рис. 11 (а, б). Вариации в содержаниях NiO (мас.%) в оливине и MnO (мас.%) в зёрнах ортопироксена в пробах ультрамафитов по профилю *a-b* в массиве Падос-Тундра; (в, г) Корреляции NiO (мас.%), Fo в оливине, MnO (мас.%) и Fs в составах ортопироксена массива Падос-Тундра.

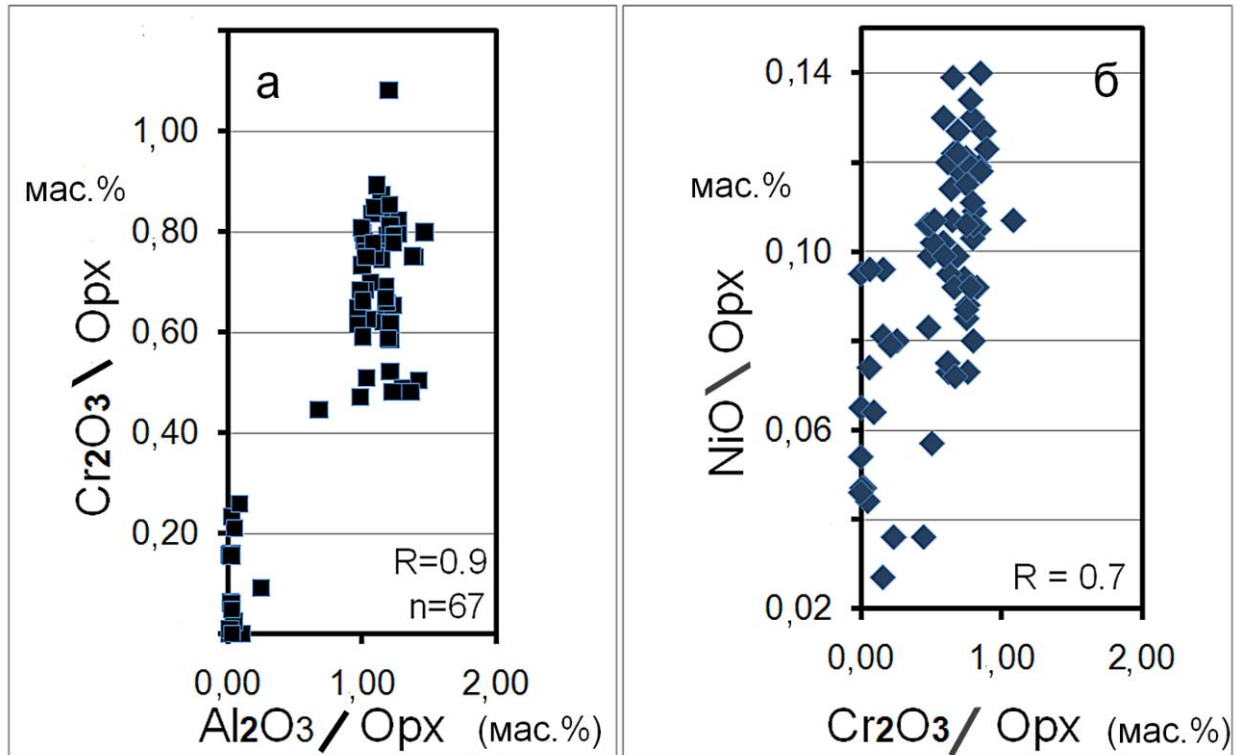


Рис. 12 (а, б). Вариационная диаграмма  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (мас.%) -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (мас.%) в составах ортопироксена на основе 67 электронно-микронзондовых анализов ( $n = 67$ ), которые определяют указанные значения коэффициента линейной регрессии ( $R$ ); (б) диаграмма вариаций  $\text{NiO}$  (мас.%) -  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (мас.%) в составах ортопироксена ( $R = 0.7$ ;  $n = 67$ ).

### 1.5. Наиболее высокомагнезиальные составы кумулюсного оливина и ортопироксена, как оценка степени магнезиальности исходной магмы

Наблюдаемые содержания компонентов Fo и En в наиболее магнезиальных кристаллах оливина и ортопироксена, которые первыми появляются на ликвидусе, позволяют оценить примерное значение уровня магнезиальности (индекс  $mg\#$ ) материнской магмы. На Фенноскандинавском щите пироксен состава  $[\text{Mg}_{88}\text{Fe}_{12}]$  установлен в качестве наиболее ранней фазы, кристаллизующейся в ультрамафитовых кумулатах расслоенного массива Нярянкаваара в Финляндии (Alapieti, 1982); эта фаза соответствует наиболее магнезиальному ортопироксену в самых нижних кумалатах комплексов Бушвельд и Джимберлейн (Alapieti, 1982). Составы, установленные диссертантом в ультрамафитах Ортопироксенитовой зоны массива Падос-



Тундра, соответствуют значениям  $En_{91}$  и  $Fo_{91}$ , то есть они заметно более магнезиальные, чем процитированные выше значения. Эти величины близки составам наиболее обогащённых Mg образцов оливина и ортопироксена из Великой Дайки:  $Fo_{92}$  и  $En_{91.5}$  (Stubbs et al., 1999; Wilson, 1996). Оливин такого же состава ( $Fo_{91}$ ) также присутствует, в массиве Мончеплутон на Кольском полуострове (Barkov et al., 2015). Таким образом, установленные значения:  $Fo_{93}$  в Дунитовом блоке и  $Fo_{91}$  ( $En_{91}$ ) в Ортопироксенитовой зоне отражают весьма высокомагнезиальный характер исходной магмы интрузии Падос-Тундра. Опираясь на близость составов, можно предполагать, что степень магнезиальности материнской магмы массива Падос-Тундра, вероятно, несколько превышала уровень таковой Великой Дайки.

### **1.6. Ойкокристаллы ромбического пироксена**

Ойкокристаллы ортопироксена, замещённые тальком и тремолитом, имеющие в обнажениях форму рельефных сфероидов и эллипсоидов (рис. 13), локально и широко развиты в дуните ( $Fo_{87.0-87.5}$ : >90 объём.% оливина) в восточной части массива и, особенно, в Дунитовом блоке. В других частях интрузива наблюдались лишь единичные проявления подобных текстур. Подобные выделения свежих кристаллов ортопироксена были найдены нами в качестве текстурных компонентов так называемого «сфероидального выветривания», наблюдаемого в обогащённом хромитом гарцбургите расслоенного массива Мончеплутон (Barkov et al., 2015, 2016). Минеральные ассоциации, текстуры, механизмы и агенты этого типа выветривания будут рассмотрены ниже в отдельной главе.

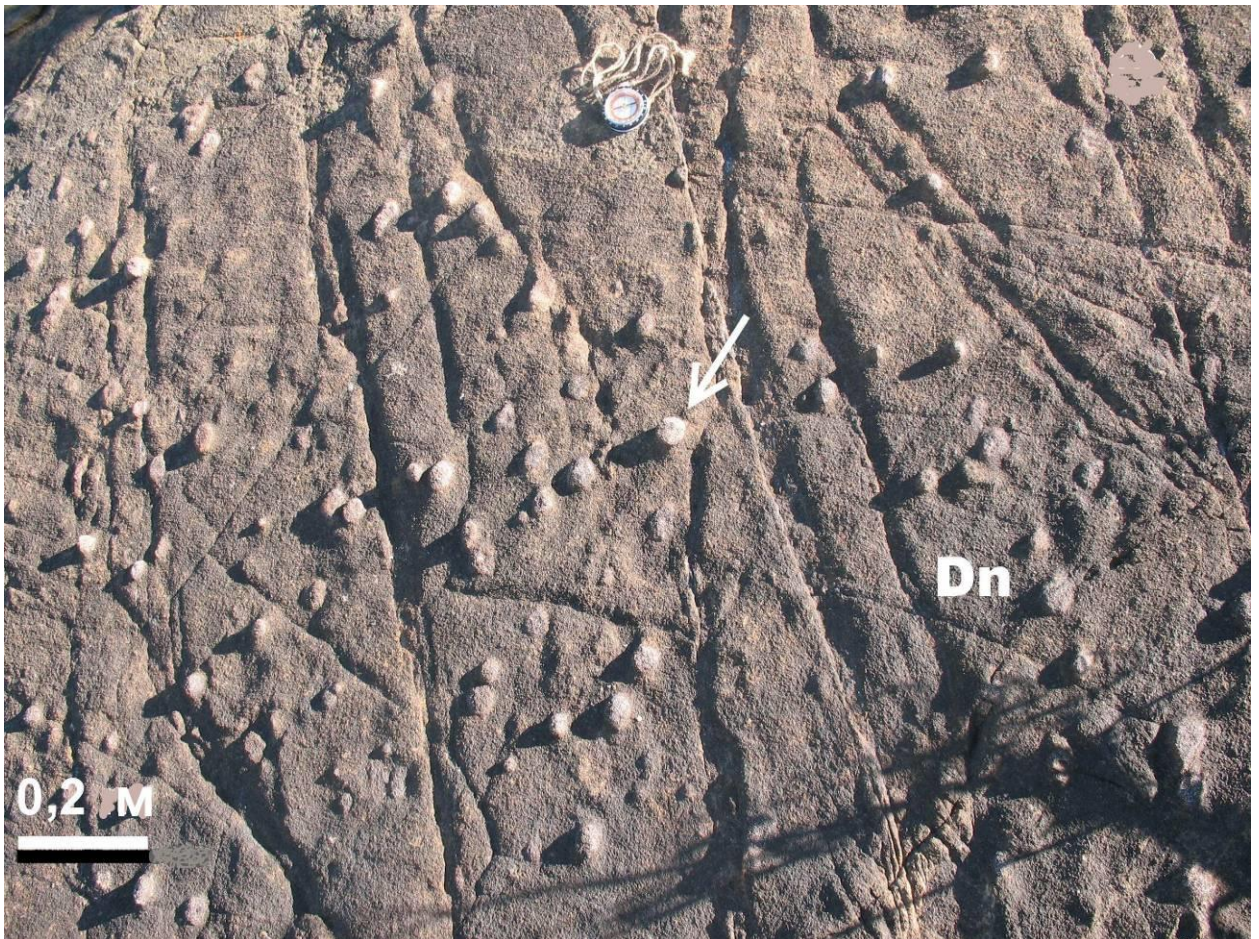


Рис. 13. Рельефные сфероиды ойкокристаллов ортопироксена (показано стрелкой) в коренном обнажении дунита (Dn) в восточной части массива Падос-Тундра.

В массиве Падос-Тундра первичный ортопироксен сфероидов практически полностью замещён тальком и кальциевым амфиболом (тремолитом;  $mg\#$  95,4–95,9), развитым в ойкокристаллах дунитов. Ойкокристаллы ортопироксена в этих породах кристаллизовались после оливина из относительно фракционированного расплава. В результате накопления летучих компонентов первичные ойокристаллы были полностью замещены тальком и тремолитом в процессе автотасоматического изменения на постмагматической стадии кристаллизации дунитов.

### 1.7. Кальциевые и Fe-Mg амфиболы в ультрамафитах массива Падос-Тундра

Амфиболы формируют субгедральные до идиоморфных зёрна, преимущественно локализуясь у границ оливина и ортопироксена (рис. 9, 10). В ультрамафитовых породах массива они, в целом, второстепенны или довольно редки. Включения амфиболов присутствуют в слабоизменённых кристаллах ортопироксена и оливина (рис. 9, 10). Установлены два минеральных вида тесно ассоциирующих амфиболов: тремолит и антофиллит, оба характеризующиеся весьма высокими значениями  $mg\#$ , несколько более высокой у тремолита (табл. 3-6). Как отмечалось, тремолит обычно замещает зёрна и ойкокрсталлы ортопироксена в результате их автометасоматического изменения.

Кальциевый амфибол является основным кальциевым минералом ультрамафитов массива Падос-Тундра. Кальциевый пироксен и плагиоклаз, фактически, не присутствуют в составе минеральных парагенезисов. Эта характеристика заметно отличает массив от группы расслоенных интрузий возраста 2,4–2,5 млрд лет, развитых на Фенноскандинавском щите (Alapieti et al., 2005). Такая особенность может указывать на сравнительно низкое содержание Са в материнской магме интрузии Падос-Тундра. Результатом низкокальциевого состава магмы явилось то обстоятельство, что фракционированный расплав сравнительно обогатился Са лишь на самых поздних стадиях его эволюции, когда формировались амфиболы в качестве автометасоматических продуктов кристаллизации. В экспериментальных исследованиях показано, что ассоциация энстатит + кварц конвертируется в антофиллит в присутствии  $H_2O$  в ряду температур 670–800°C при давлении 2 кбар (Fyfe, 1962). Синтетический тремолит может формироваться при 840°C и давлении 6 кбар (Jenkins et al., 2013). Таким образом, эти температуры хорошо согласуются с вероятным формированием высокомагнезиальных амфиболов на постмагматической стадии кристаллизации ультрамафитов массива Падос-Тундра.

Как отмечалось, плагиоклаз также не установлен в массиве Падос-Тундра. Плагиоклаз, однако, эпизодически отмечается в комплексе Чапесвара, который относится к Серпентинитовому поясу и представляет собой крупные силлоподобные тела коматиитовых субвулканитов, расположенные в сравнительной близости от массива Падос-Тундра (Горбачева и др., 2000; Barkov et al., 2019).

Таблица 3

Представительные составы тремолита (мас.%) в ультрамафитах массива Падос-Тундра

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)	MnO	MgO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	58.70	≤0.02	0.15	0.31	4.38	0.19	25.54	0.06	9.36	0.08	≤0.01	98.76
2	58.20	0.04	0.21	0.18	2.86	0.12	23.50	0.08	11.68	0.18	0.01	97.06
3	58.60	0.02	0.26	0.15	2.33	0.10	23.04	0.10	12.58	0.17	0.02	97.35
4	58.26	0.04	0.38	0.26	2.16	0.11	23.82	0.07	11.99	0.12	0.01	97.22
5	58.44	0.04	0.33	0.02	2.10	0.10	23.14	0.09	12.62	0.19	0.02	97.09
6	58.50	≤0.02	0.12	0.17	2.27	0.13	23.01	0.03	13.13	0.13	0.01	97.52
7	58.68	0.03	0.24	≤0.04	2.42	0.12	23.10	0.09	12.41	0.23	0.01	97.32
8	58.69	≤0.02	0.29	0.11	2.70	0.13	22.55	0.08	12.99	0.18	0.03	97.75
9	58.24	0.02	0.34	0.17	2.75	0.14	22.20	0.07	12.72	0.18	0.03	96.87
10	58.39	0.02	0.32	0.22	2.40	0.10	22.79	0.10	12.57	0.21	0.01	97.15
11	58.36	0.02	0.21	0.12	2.65	0.11	23.38	0.12	11.96	0.21	≤0.01	97.13
12	59.01	≤0.02	0.30	0.21	1.67	0.09	23.19	0.11	12.79	0.11	0.02	97.50
13	59.36	0.03	0.18	0.16	1.64	0.10	23.23	0.10	12.72	0.12	0.02	97.69
14	58.66	0.08	0.51	≤0.04	1.83	0.05	23.61	0.13	12.18	0.07	0.03	97.16
15	58.46	0.07	0.72	≤0.04	1.78	0.07	23.19	0.13	12.34	0.27	0.03	97.06
16	58.35	0.05	0.29	0.21	2.86	0.08	24.46	0.11	10.67	0.12	0.02	97.22
17	58.08	0.03	0.50	0.30	1.99	0.09	23.31	0.11	12.61	0.19	0.04	97.26
18	58.25	0.03	0.35	≤0.04	1.98	0.09	23.30	0.09	12.71	0.21	0.04	97.10
19	58.43	0.02	0.20	0.35	1.65	0.05	23.33	0.09	12.86	0.10	0.02	97.11
20	59.00	0.06	0.05	≤0.04	1.24	0.03	23.39	0.09	13.35	0.10	0.02	97.32

*Примечание.* Результаты электронно-микронзондовых анализов (метод WDS) получены на установке JEOL JXA-8100.

Атомные соотношения в формулах тремолита из ультрамафитов массива Падос-Тундра

	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> <b>(выч.)</b>	<b>FeO</b> <b>(выч.)</b>	<b>Si</b>	<b>[<sup>4</sup>]Al</b>	<b>[<sup>6</sup>]Al</b>	<b>Ti</b>	<b>Cr</b>
1	0.63	3.81	7.93	0.02	0	0	0.03
2	0	2.86	8.00	0	0.03	<0.01	0.02
3	0	2.33	8.03	0	0.04	<0.01	0.02
4	0	2.16	7.98	0.02	0.04	<0.01	0.03
5	0	2.10	8.02	0	0.05	<0.01	<0.01
6	0	2.27	8.01	0	0.02	<0.01	0.02
7	0	2.42	8.04	0	0.04	<0.01	0
8	0	2.70	8.03	0	0.05	<0.01	0.01
9	0	2.75	8.04	0	0.06	<0.01	0.02
10	0	2.40	8.02	0	0.05	<0.01	0.02
11	0	2.65	8.02	0	0.03	<0.01	0.01
12	0	1.67	8.05	0	0.05	<0.01	0.02
13	0	1.64	8.07	0	0.03	<0.01	0.02
14	0	1.83	8.02	0	0.08	0.01	0
15	0	1.78	8.01	0	0.12	0.01	0
16	0	2.86	7.99	0.01	0.04	<0.01	0.02
17	0	1.99	7.97	0.03	0.05	<0.01	0.03
18	0	1.98	8.00	0	0.06	<0.01	0
19	0	1.65	8.01	0	0.03	<0.01	0.04
20	0	1.24	8.05	0	0.01	0.01	0

Таблица 4 (продолжение)

	<b>Fe<sup>3+</sup></b>	<b>Fe<sup>2+</sup></b>	<b>Mn</b>	<b>Mg</b>	<b>Ca</b>	<b>Na</b>	<b>K</b>	<b>mg#</b>
1	0.06	0.43	0.02	5.14	1.35	0.02	<0.01	0.92
2	0	0.33	0.01	4.82	1.72	0.05	<0.01	0.94
3	0	0.27	0.01	4.71	1.85	0.05	<0.01	0.95
4	0	0.25	0.01	4.86	1.76	0.03	<0.01	0.95
5	0	0.24	0.01	4.73	1.86	0.05	<0.01	0.95
6	0	0.26	0.02	4.70	1.93	0.04	<0.01	0.95
7	0	0.28	0.01	4.72	1.82	0.06	<0.01	0.94
8	0	0.31	0.02	4.60	1.90	0.05	<0.01	0.94
9	0	0.32	0.02	4.57	1.88	0.05	<0.01	0.94
10	0	0.28	0.01	4.67	1.85	0.06	<0.01	0.94
11	0	0.30	0.01	4.79	1.76	0.06	<0.01	0.94
12	0	0.19	0.01	4.71	1.87	0.03	<0.01	0.96

13	0	0.19	0.01	4.71	1.85	0.03	<0.01	0.96
14	0	0.21	0.01	4.81	1.78	0.02	<0.01	0.96
15	0	0.20	0.01	4.74	1.81	0.07	<0.01	0.96
16	0	0.33	0.01	4.99	1.57	0.03	<0.01	0.94
17	0	0.23	0.01	4.77	1.85	0.05	0.01	0.95
18	0	0.23	0.01	4.77	1.87	0.06	0.01	0.95
19	0	0.19	0.01	4.77	1.89	0.03	<0.01	0.96
20	0	0.14	<0.01	4.76	1.95	0.03	<0.01	0.97

*Примечание.* Формулы вычислены на основе 23 атомов кислорода на формульную единицу.

Составы тремолита (в мас.%) приводятся в табл. 5.

№1 соответствует пробе Pds-50; № 2, 3 пробе Pds-54; № 4, 5 пробе Pds-64; №6 пробе Pds-75; № 7 пробе Pds-77; № 8 пробе Pds-80; № 9,10 пробе Pds-82; № 11 пробе Pds-93; №12, 13 пробе Pds-97; № 14, 15 пробе Pds-94; № 16 пробе Pds-107; №17, 18 пробе Pds-108; №19, 20 пробе Pds-111. Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1. Содержания  $V_2O_5$   $\leq 0,01$  мас.% во всех анализах. Соотношения двух- и трёхвалентного железа рассчитаны исходя из стехиометрии и принципа сохранения баланса зарядов. Величина индекса  $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ .

Таблица 5

Представительные составы антофиллита (мас.%) в ультрамафитах массива Падос-Тундра

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)	MnO	MgO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	58.91	$\leq 0.02$	0.08	$\leq 0.04$	9.19	0.29	27.96	0.09	1.22	0.03	0.01	97.79
2	59.07	$\leq 0.02$	0.03	$\leq 0.04$	8.97	0.28	28.49	0.10	0.51	0.03	$\leq 0.01$	97.50
3	58.23	0.04	0.03	0.08	9.82	0.36	29.46	0.09	0.49	$\leq 0.02$	$\leq 0.01$	98.59
4	58.70	$\leq 0.02$	0.03	$\leq 0.04$	9.64	0.37	29.56	0.10	0.51	0.05	$\leq 0.01$	98.96
5	58.72	$\leq 0.02$	0.02	0.08	9.63	0.35	29.40	0.10	0.61	$\leq 0.02$	0.01	98.93
6	58.98	$\leq 0.02$	0.04	0.17	9.56	0.38	28.86	0.09	1.07	0.02	0.01	99.17
7	58.75	$\leq 0.02$	0.03	0.12	10.09	0.44	28.64	0.10	0.74	0.02	$\leq 0.01$	98.94
8	59.70	$\leq 0.02$	0.06	0.07	8.20	0.28	29.66	0.13	0.53	0.03	$\leq 0.01$	98.67
9	58.92	$\leq 0.02$	0.05	$\leq 0.04$	9.50	0.39	27.49	0.09	0.91	0.02	$\leq 0.01$	97.38
10	58.87	0.02	0.05	$\leq 0.04$	9.27	0.33	27.94	0.12	0.63	$\leq 0.02$	$\leq 0.01$	97.21
11	58.86	0.03	0.07	$\leq 0.04$	9.54	0.34	27.92	0.12	0.67	$\leq 0.02$	$\leq 0.01$	97.56
12	59.03	0.02	0.03	$\leq 0.04$	9.63	0.32	27.70	0.13	0.76	0.03	$\leq 0.01$	97.64
13	59.17	0.02	0.05	0.11	8.20	0.26	29.03	0.08	0.56	0.04	$\leq 0.01$	97.52
14	59.30	$\leq 0.02$	0.03	$\leq 0.04$	8.33	0.27	28.85	0.09	0.59	0.04	$\leq 0.01$	97.51
15	59.35	0.03	0.03	0.11	7.80	0.26	29.21	0.10	0.50	0.03	$\leq 0.01$	97.41

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов (метод WDS) получены на установке JEOL JXA-8100.

Таблица 6

Атомные соотношения в формулах антофиллита из ультрамафитов массива Падос-Тундра

	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> <b>(выч.)</b>	<b>FeO</b> <b>(выч.)</b>	<b>Si</b>	<b>[<sup>4</sup>Al]</b>	<b>[<sup>6</sup>Al]</b>	<b>Ti</b>	<b>Cr</b>
1	0	9.19	8.02	0	0.01	<0.01	<0.01
2	0	8.97	8.04	0	<0.01	<0.01	0
3	2.82	7.28	7.85	<0.01	0	<0.01	0.01
4	2.18	7.68	7.88	<0.01	0	0	0
5	2.02	7.81	7.89	<0.01	0	0	0.01
6	1.20	8.49	7.92	0.01	0	0	0.02
7	1.21	9.00	7.93	<0.01	0	<0.01	0.01
8	0	8.20	8.01	0	0.01	<0.01	0.01
9	0	9.50	8.06	0	0.01	<0.01	0
10	0	9.27	8.05	0	0.01	<0.01	0
11	0	9.54	8.03	0	0.01	<0.01	0
12	0	9.63	8.05	0	<0.01	<0.01	0
13	0	8.20	8.03	0	0.01	<0.01	0.01
14	0	8.33	8.05	0	<0.01	0	<0.01
15	0	7.80	8.04	0	<0.01	<0.01	0.01

Таблица 6 (продолжение)

	<b>Fe<sup>3+</sup></b>	<b>Fe<sup>2+</sup></b>	<b>Mn</b>	<b>Mg</b>	<b>Ca</b>	<b>Na</b>	<b>K</b>	<b>mg#</b>
1	0	1.05	0.03	5.68	0.18	0.01	<0.01	0.84
2	0	1.02	0.03	5.78	0.07	0.01	0	0.85
3	0.29	0.82	0.04	5.92	0.07	0	0	0.88
4	0.22	0.86	0.04	5.92	0.07	0.01	0	0.87
5	0.21	0.88	0.04	5.89	0.09	<0.01	<0.01	0.87
6	0.12	0.95	0.04	5.78	0.15	<0.01	<0.01	0.86
7	0.12	1.02	0.05	5.76	0.11	<0.01	0	0.85
8	0	0.92	0.03	5.93	0.08	0.01	0	0.87
9	0	1.09	0.05	5.60	0.13	<0.01	0	0.84
10	0	1.06	0.04	5.70	0.09	0	0	0.84
11	0	1.09	0.04	5.68	0.10	<0.01	0	0.84
12	0	1.10	0.04	5.63	0.11	0.01	0	0.84
13	0	0.93	0.03	5.87	0.08	0.01	0	0.86
14	0	0.95	0.03	5.84	0.09	0.01	0	0.86
15	0	0.88	0.03	5.90	0.07	0.01	0	0.87



*Примечание.* Формулы вычислены на основе 23 атомов кислорода на формульную единицу. Составы антофиллита (в мас.%) приводятся в табл. 5.

№1, 2 относится к пробе Pds-30; №3-5 к Pds-44; № 6-8 к Pds-50; №9 к Pds-54; №10-12 к Pds-82; №13, 14 к Pds-96; №15 к Pds-107. Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1. Содержания  $V_2O_3 = \leq 0,01$  мас.%. Соотношения двух- и трёхвалентного железа рассчитаны, исходя из стехиометрии и принципа сохранения баланса зарядов. Величина индекса  $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ .

### **1.8. Степень обогащения хромом породообразующих и вторичных минералов, и проявления серпентина, аномально обогащённого Cr и Al**

Подобно другим ультрамафитовым массивам, наблюдаются две генетические формы проявлений серпентина в массиве Падос Тундра: автометасоматического и регионально-метаморфического происхождения, формирующиеся в результате замещения оливина. Нами проанализированы составы прожилковидных выделений серпентина, находящиеся в свежих или малоизменённых ультрамафитовых кумулатах. В этих породах хорошо сохранились большинство зёрен оливина и ортопироксена.

Как ожидалось наблюдаемые содержания Cr в серпентине, в целом, низки, составляя  $< 0,1-0,2$  мас.% практически во всех выделениях серпентина в образцах профиля *a-b*; лишь единичное выделение показало уровень 1,2 мас.%, повысив, соответственно, среднее значение в составах выборки «нормального» серпентина до 0,15 мас.%  $Cr_2O_3$  (табл. 7). Подобно хрому, содержание Al в этих зёрнах минералов субгруппы серпентина также весьма низкое, и находится в ряду от  $\leq 0,01$  до 0,3%, со средним значением 0,04 мас.%  $Al_2O_3$ . Эти данные согласуются с литературными источниками, которые подчёркивают «консервативность» серпентина по отношению к хрому и алюминию, которые обыкновенно присутствуют лишь в следовых количествах.



Таблица 7

Содержания хрома в породообразующих силикатах, водосодержащих силикатах и карбонатных минералах в ультрамафитах массива Падос-Тундра

Минерал	вариации содержаний Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (мас.%)	Среднее значение Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (мас.%)	Число проанализированных зёрен	
1	Оливин (высоко-Fo)	≤0.04–0.22	≤0.04	46
2	Ортопироксен (высоко-En)	≤0.04–1.08	0.56	67
3	Тремолит	≤0.04–0.35	0.13	31
4	Антофиллит	≤0.04–0.17	0.05	17
5	Клинохлор	0.92–3.71	2.68	61
6	Тальк	≤0.04–0.86	0.10	103
7	Серпентин	≤0.04–1.18	0.15	14
8	Магнезит	≤0.04–0.39	0.07	18
9	Доломит	≤0.04–0.11	0.06	8

*Примечание.* Результаты электронно-микронзондовых анализов (метод WDS) получены на установке JEOL JXA-8100.

Хромисто-глинозёмистая разновидность серпентина, аномально обогащённая Cr и Al, и ранее неизвестная, была встречена лишь в двух образцах, Pds-93 и Pds-97, которые относятся к нижней части расслоенной серии и представлены образцами дунита, отобранными на северо-восточном фланге массива и Дунитовом блоке. Наблюдаемая степень серпентинизации оливина в этих пробах весьма мала. Дунитовая порода в пробе Pds-97 содержит магнезиальный оливин состава Fo<sub>89.2–89.5</sub> (0,37–0,39 мас.% NiO), который заметно обогащён магнием в сопоставлении с другими образцами, проанализированными в восточном сегменте профиля *a-b*.

Результаты микронзондовых анализов (WDS) аномального минерала серпентиновой субгруппы выполнены узко сфокусированным зондом, в разных частях прожилковидных зёрен серпентина (рис. 14). Во всех выполненных точках анализа фаза неизменно и значительно обогащена Cr (до 2,5 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и Al (4,0 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Эти элементы распределены довольно

равномерно, обнаруживая положительные ковариации содержаний (Cr + Al) (табл. 8, 9). Столь высокие уровни Cr и Al разительно контрастируют с обеднёнными Cr и Al составами всех других зёрен серпентина, который анализировался в различных ассоциациях в ультрамафитовых породах массива Падос-Тундра (табл. 7).

Интересно отметить, что составы Cr–Al-содержащего серпентина в пробе Pds-97 показывают несколько более высокие значения  $mg\#$  (95,3–95,7), по сравнению с образцом Pds-93 (94,0–94,9). Эта особенность отражает более магнезиальный характер среды минералообразования, представленной ассоциацией пробы Pds-97, что установлено на основе сопоставления составов всех минералов парагенезисов.

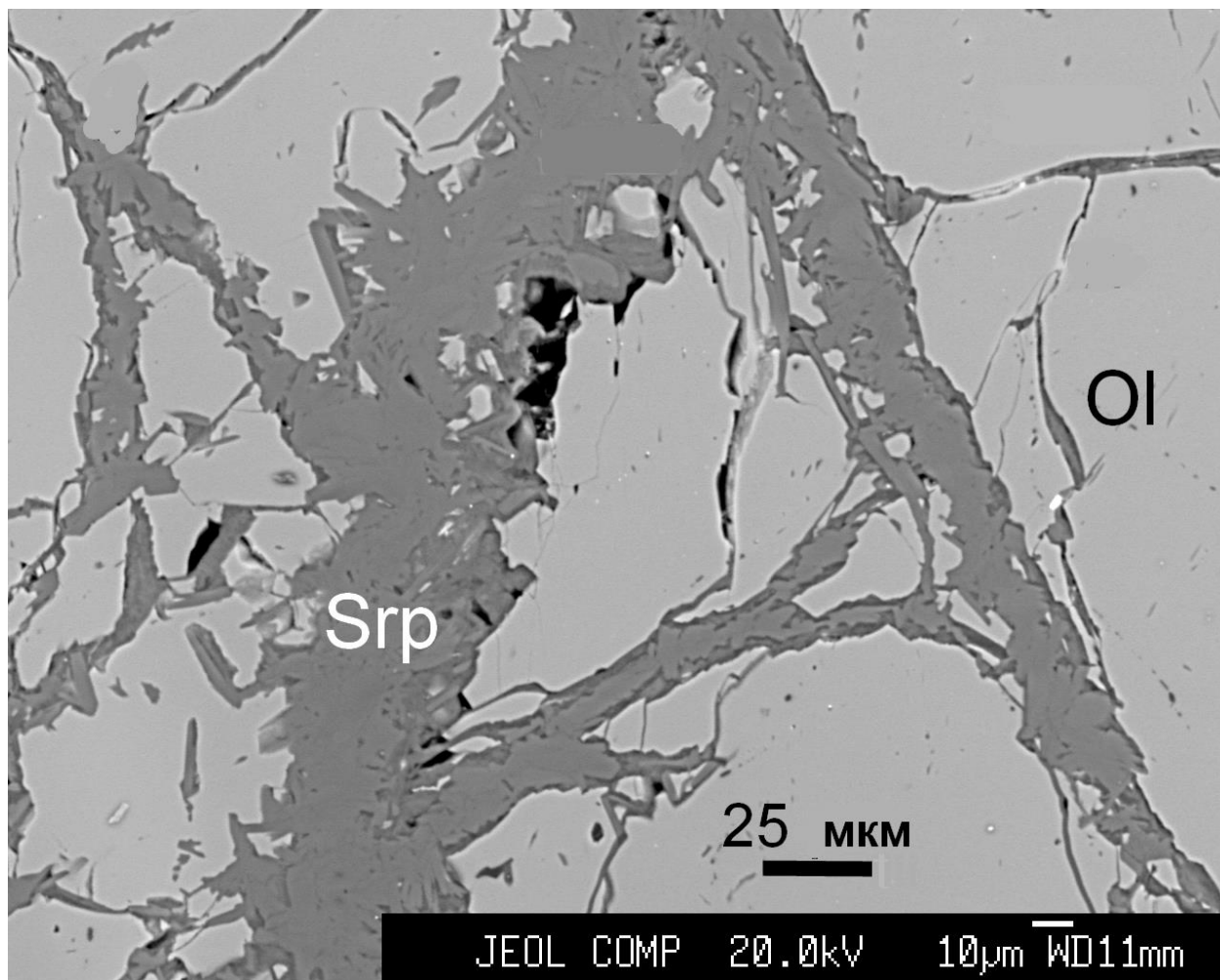


Рис. 14. Изображение SEM, показывающее микротрещины в зерне высокофорстеритового оливина (Ol), заполняемые аномально Cr-Al-содержащим минералом субгруппы серпентина (Srp) в массиве Падос-Тундра.

Таблица 8

Составы минерала субгруппы серпентина (мас.%), аномально обогащённого хромом и алюминием в дуните массива Падос-Тундра

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	42.81	0.04	3.88	2.19	3.16	0.02	37.47	0.16	≤0.01	≤0.02	0.01	89.75
2	41.87	0.04	3.66	2.34	3.28	0.02	37.81	0.19	0.02	≤0.02	≤0.01	89.23
3	42.35	≤0.02	3.69	2.38	3.28	0.03	37.73	0.18	0.01	≤0.02	≤0.01	89.67
4	42.50	≤0.02	3.42	1.86	3.32	0.03	37.82	0.18	0.01	0.03	≤0.01	89.17
5	41.39	≤0.02	3.91	2.52	3.33	0.03	37.92	0.20	≤0.01	≤0.02	0.01	89.29
6	41.20	0.02	3.99	2.21	3.06	0.01	37.98	0.16	0.02	0.06	0.01	88.74
7	41.57	≤0.02	3.87	1.87	3.08	0.02	37.69	0.20	0.01	≤0.02	0.01	88.32
8	41.85	≤0.02	3.64	2.18	3.29	0.03	38.65	0.17	≤0.01	≤0.02	0.01	89.82
9	41.58	0.02	3.64	1.65	4.05	0.03	37.11	0.19	0.02	≤0.02	0.01	88.29
10	40.85	≤0.02	3.66	1.73	4.23	0.03	37.40	0.19	0.04	0.01	≤0.01	88.16
11	41.35	≤0.02	3.58	1.50	4.25	0.06	37.36	0.18	0.03	0.02	≤0.01	88.34
12	42.07	≤0.02	3.51	1.19	3.85	0.04	37.91	0.18	0.04	≤0.02	≤0.01	88.80
13	41.60	≤0.02	3.76	2.00	3.79	0.03	38.13	0.19	0.04	≤0.02	≤0.01	89.58
14	41.60	≤0.02	3.60	1.81	3.57	0.01	37.45	0.17	0.06	0.02	0.01	88.32
15	40.87	≤0.02	3.69	1.61	3.53	0.04	37.02	0.21	0.06	≤0.02	≤0.01	87.02

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов (метод WDS) получены на установке JEOL JXA-8100.

Таблица 9

Атомные соотношения в формулах аномального Cr-Al-содержащего серпентина из массива Падос-Тундра

	Si	Ti	[ <sup>4</sup> ]Al	[ <sup>6</sup> ]Al	Al <sub>общ</sub>	Cr	Mg	Fe	Ni	Mn	Na	Σ <sub>oct.</sub>	Σ <sub>cat.</sub>	mg#
1	1.95	0.001	0.05	0.16	0.21	0.08	2.54	0.12	0.006	0.001	0	2.91	4.91	95.5
2	1.92	0.001	0.08	0.12	0.20	0.08	2.59	0.13	0.007	0.001	0	2.93	4.93	95.4
3	1.93		0.07	0.13	0.20	0.09	2.57	0.13	0.007	0.001	0	2.93	4.93	95.4
4	1.95	0	0.05	0.13	0.18	0.07	2.59	0.13	0.007	0.001	0.003	2.93	4.93	95.3
5	1.90	0	0.10	0.12	0.21	0.09	2.60	0.13	0.007	0.001	0	2.95	4.95	95.3
6	1.90	0.001	0.10	0.12	0.22	0.08	2.62	0.12	0.006	0.001	0.005	2.95	4.95	95.7
7	1.93	0	0.07	0.14	0.21	0.07	2.60	0.12	0.007	0.001	0	2.94	4.94	95.6
8	1.91	0	0.09	0.11	0.20	0.08	2.63	0.13	0.006	0.001	0	2.96	4.96	95.4
9	1.93	0.001	0.07	0.13	0.20	0.06	2.57	0.16	0.007	0.001	0	2.93	4.93	94.2
10	1.91	0	0.09	0.11	0.20	0.06	2.61	0.17	0.007	0.001	0.001	2.96	4.96	94.0
11	1.93	0	0.07	0.12	0.20	0.06	2.59	0.17	0.007	0.002	0.001	2.95	4.95	94.0
12	1.94	0	0.06	0.13	0.19	0.04	2.61	0.15	0.007	0.002	0	2.94	4.94	94.6

13	1.91	0	0.09	0.11	0.20	0.07	2.61	0.15	0.007	0.001	0	2.95	4.95	94.7
14	1.93	0	0.07	0.13	0.20	0.07	2.59	0.14	0.006	0	0.002	2.94	4.94	94.9
15	1.93	0	0.07	0.13	0.21	0.06	2.60	0.14	0.008	0.001	0	2.94	4.94	94.9

*Примечание.* Формулы вычислены в расчёте на 7 атомов кислорода на формульную единицу. Составы серпентина (в мас.%) приводятся в табл. 8. Величина индекса  $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ . № 1-8 и 9-15 относятся к пробе Pds-97 и Pds-93, соответственно. V не установлен. Содержания Ca и K  $\leq 0.001$  а.ф.е. Анализы (WDS) выполнены на установке JEOL JXA-8100, при 20 кВ и 50 нА. Размер зонда около 1 мкм. Линия  $CrK\beta_1$  использована для Cr. Стандарты: пироп (Mg и Al), диопсид (Ca и Si), альбит (Na), ортоклаз (K), соединения  $V_2O_5$  (V),  $NiFe_2O_4$  (Ni) и рутил. Первичные данные обработаны программой ZAF JEOL. Значения минимального предела обнаружения: 0,01 мас.% (Al, Ni, V, Mn, K, Ca), 0,02 мас.% (Na, Ti), 0,04 мас.% для Cr.

Текстурные особенности показывают, что хромисто-глинозёмистая разновидность серпентина представлена материалом заполнения микротрещин. Не имеется никаких свидетельств развития этой фазы перпендикулярно стенкам трещин (рис. 14). Таким образом, по своему происхождению, эта фаза не является результатом псевдоморфного замещения оливина. Такое заключение обосновывается следующей аргументацией. Если бы фаза развивалась за счёт псевдоморфного замещения оливина, который, фактически, деплетирован ассоциирующей парой элементов (Cr + Al), она явно не могла бы содержать столь много хрома и не могла быть столь же высокоглинозёмистой. Хром довольно малоподвижен в природных системах, по меньшей мере в сравнительно восстановительных и низкоокислительных средах. Следовательно, концентрации (Cr + Al) были локально высоки в самом аутометасоматическом флюиде, из которого кристаллизовался Cr–Al-содержащий серпентин. Этот вывод согласуется с данными (Logand et al., 2003), в соответствии с которыми серпентин в пустотах кимберлитов кристаллизовался из остаточного MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O-содержащего флюида в температурном интервале от 600 до 400°C.

В установленном проявлении Cr–Al-содержащего серпентина, вследствие аномально высоких (для данного минерального вида) содержаний  $Cr^{3+}$  и  $Al^{3+}$ ,

температура кристаллизации этой фазы могла существенно превышать верхний предел (около  $600^{\circ}\text{C}$ ), установленный для «нормального» серпентина. Работами (Brenan et al., 2001) установлено, что стабильность лизардита и антигорита значительно зависит от их составов. Температурная стабильность лизардита существенно увеличивалась введением в структуру примесей Al. Экспериментальные исследования (Brenan et al., 2001) согласуются с этой закономерностью. Этими авторами в процессе синтеза Al–Cr-содержащего антигорита (содержащего 3,7%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 0,59 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) показано, что обогащение состава фазы элементами Al–Cr ведёт к расширению поля стабильности серпентина на величину  $60\text{--}70^{\circ}\text{C}$  (при давлении 1,8 ГПа), в сопоставлении со стабильностью антигорита, вычисленной для системы не содержащей Al–Cr. Эти данные позволяют предположить, что аномальная фаза хромистого серпентина в массиве Падос-Тундра могла кристаллизоваться при температурах около  $650^{\circ}\text{C}$ . Такая оценка превышает величину температурной стабильности лизардита. Таким образом, фаза, вероятно, представлена антигоритом; чрезмерно мелкие размеры его выделений не позволили выполнить структурное исследование, хотя такая попытка диссертантом предпринималась. Следует отметить, что в международной литературе (Andreani et al., 2008) высказывалась и другая точка зрения на то, что, напротив, низкотемпературные условия кристаллизации могли бы благоприятствовать сегрегации трёхвалентных катионов и их вхождению в слоистые структуры. Однако, каких-либо экспериментальных или теоретических обоснований этой интерпретации представлено не было.

Таки образом, следует полагать, что аномальная фаза хромисто-глинозёмистого серпентина в массиве Падос-Тундра представлена антигоритом, который кристаллизовался из микрообъёмов автometасоматического флюида в среде насыщенной хромом и алюминием. Как отмечалось, не наблюдается каких-либо свидетельств активного замещения серпентином вмещающего оливина, который не содержит сколь-нибудь значимых содержания хрома и алюминия.

Как известно, в структуру антигорита Al входит посредством парного механизма изоморфного замещения  $[2Al^{3+} \leftrightarrow Mg^{2+} + Si^{4+}]$ , то есть так называемого «обмена Чермака» (Caruso et al., 1979; Padrón-Navarta et al., 2010). В составах фазы Al–Cr-содержащего серпентина массива Падос-Тундра, охарактеризованной 15 WDS анализами (табл. 7, 8), содержание Si составляет 1,93 атома на формульную единицу, а.ф.е. (максимум 1,95 а.ф.е.) при содержании суммарного  $Al_{\text{общ.}}$  0,20 а.ф.е. и Cr 0,07 а.ф.е. Таким образом, можно видеть, что структурная позиция Si, в основном, заполнена атомами самого Si, и, следовательно, в эту позицию может войти только от  $\sim 1/4$  до  $1/3$  суммарного содержания  $Al^{3+}$ . В данном случае, схема изоморфного замещения, которая отвечает за вхождение Cr и Al в структуру фазы антигорита, имеет вид:  $[2 ({}^{[6]}Al + Cr)^{3+} + \square \leftrightarrow 3 Mg(Fe^{2+})]$ . Предположенное этой схемой наличие вакансий ( $\square$ ) согласуется с дефицитом, действительно наблюдаемым в октаэдрических структурных позициях (табл. 9). Данный механизм ассоциирует с обменом в тетраэдрических позициях  $[{}^{[4]}Al \leftrightarrow Si]$ , имеющим, однако, второстепенное значение.

### **1.9. Свидетельство вероятного существования переохлаждённого расплава в интрузии Падос-Тундра**

Интерпретируя полученные данные, можно обоснованно предполагать наличие переохлаждённого расплава и сопутствующих ему явлений метастабильной кристаллизации, локально проявившихся в объёме кристаллизующейся коматиитовой магмы в восточной части массива, в Дунитовом блоке, вблизи внешнего контакта интрузии. На эту вероятность указывают следующие наблюдения.

1) Тренд кристаллизации ортопироксена имеет, в принципе, нетипичный и диспропорциональный характер, и сопровождается резким перегибом тренда в восточном сегменте траверсы *a-b* (рис. 8). Постепенное снижение значений этого тренда, наблюдаемое в западном сегменте, вероятно, является отражением процесса нормальной кристаллизации.

Кумулюсный оливин, весьма обогащённый Fo, несомненно, является самой ранней фазой (почти одновременной с магнезиохромитом, в его ядерных зонах в стратиформных хромититах) магматической кристаллизации; вероятно, он кристаллизовался до того, как условия предполагаемого переохлаждения расплава стали преобладающими в системе. Такое предположение объясняет наблюдаемые различия между кристаллизационными трендами ортопироксена и оливина; оливиновый тренд показывает сравнительно незначительную степень отклонения, контрастируя с трендом пироксена (рис. 8).

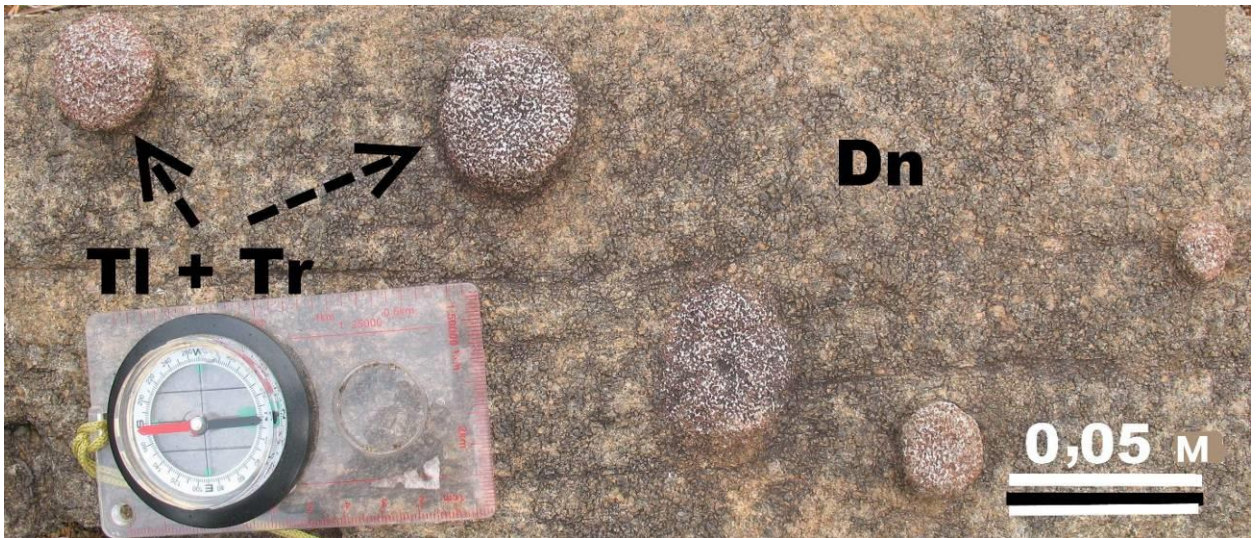


Рис. 15. Сфероидальные выделения ойкокристаллов ортопироксена, всецело замещённые в процессе аутометасоматоза ассоциацией вторичных силикатов: тальком (Tl) и тремолитом (Tr). Обнажение дунита (Dn) находится в восточной части массива Падос-Тундра. Обратите внимание на весьма округлую в плане морфологию сфероидов в верхнем левом углу фото. Данные сфероиды находятся в матрице, сложенной свежими кристаллами кумулятивного, высокофорстеритового оливина.

2) Всецело замещённые ойкокристаллы ортопироксена, как отмечалось, формируют рельефные шаровидные и эллипсоидные формы (рис. 15), развитые в Дунитовом блоке и прилегающей к нему восточной части массива, в относительной близости к внешнему контакту интрузии. Представляется, что их развитие может быть отнесено к последствиям быстрого охлаждения соответствующего объёма расплава. Авторами (Barkov et al., 1993) описано развитие ойкокристаллов ортопироксена в силлоподобном теле

микрогаббронорита, которое вмещает сульфидное и платинометалльное оруденение массива Луккулайсваара, сев. Карелия. В то же время, в «нормальных», полнокристаллических дифференциатах расслоенной серии этой интрузии, ортопироксен в качестве ойкокристаллов не наблюдался. Данное наблюдение согласуется с высказанным выше предположением.

3) Описанное в настоящей работе проявление аномальной фазы Cr–Al-содержащего серпентина согласуется с метастабильными условиями кристаллизации, что может быть связано с постулируемым локальным и резким охлаждением порции кристаллизующегося коматиитового расплава в восточном сегменте и Дунитовом блоке массива Падос-Тундра. Вероятно, такие условия не позволили ортопироксену сформировать свойственные ему кристаллические формы. Почти идеально округлые в плане сфероиды (рис. 15) могут рассматриваться в качестве природного воплощения так называемой *изопериметрической* задачи (проблемы). В этом контексте сфероидальная форма выделений пироксена более чем рациональна и предназначена способствовать максимальному снижению степени потери тепла в условиях переохлаждения.

#### **1.10. Происхождение гипермагнезиального оливина в массиве Падос-Тундра в сопоставлении с расслоенным массивом Мончеплутон, Кольский полуостров.**

Необычайно высокомагнезиальные составы оливина определены нами в ультрамафитовых кумулатах палеопротерозойских расслоенных интрузий Кольского пояса: Fo<sub>93</sub> в дунит–гарцбургит–ортопироксенитовом массиве Падос-Тундра и Fo<sub>96</sub> в дунит–перидотит–ортопироксенит–габброноритовом массиве Мончеплутон. Как известно, магнезиальность оливина в толеитовых базальтах ограничивается значением 88 мол.% Fo (Roeder et al., 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  $KD = 0,30$ , выражающем



распределение Fe и Mg между оливином и магмой (Roeder et al., 1970). Оливин в перидотитовых ксенолитах верхней мантии и пикритах может быть несколько более магнезиальным: Fo<sub>90</sub>–Fo<sub>91.5</sub> (Eggins et al., 1998). Таким образом, составы превышающие Fo<sub>91.5</sub> являются отражением особых обстановок или условий кристаллизации. В частности, в вулкане Стромболи (Италия) фенокристы Fo<sub>96</sub> 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, и достигающий составов Fo<sub>95</sub>–Fo<sub>97</sub>, характерен для метасоматизированных проявлений дунита, развитых в контакте подиформных хромититов в офиолитовых массивах (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<sub>96</sub>, под воздействием низкотемпературных процессов (Plechov et al., 2018).

Как известно, мафит-ультрамафитовый массив Мончеплутон палеопротерозойского возраста (~2,5 млрд. лет) входит в число крупнейших расслоенных интрузий Балтийского (Фенноскандинавского) щита (рис. 16, 17) (Шарков, 2006).

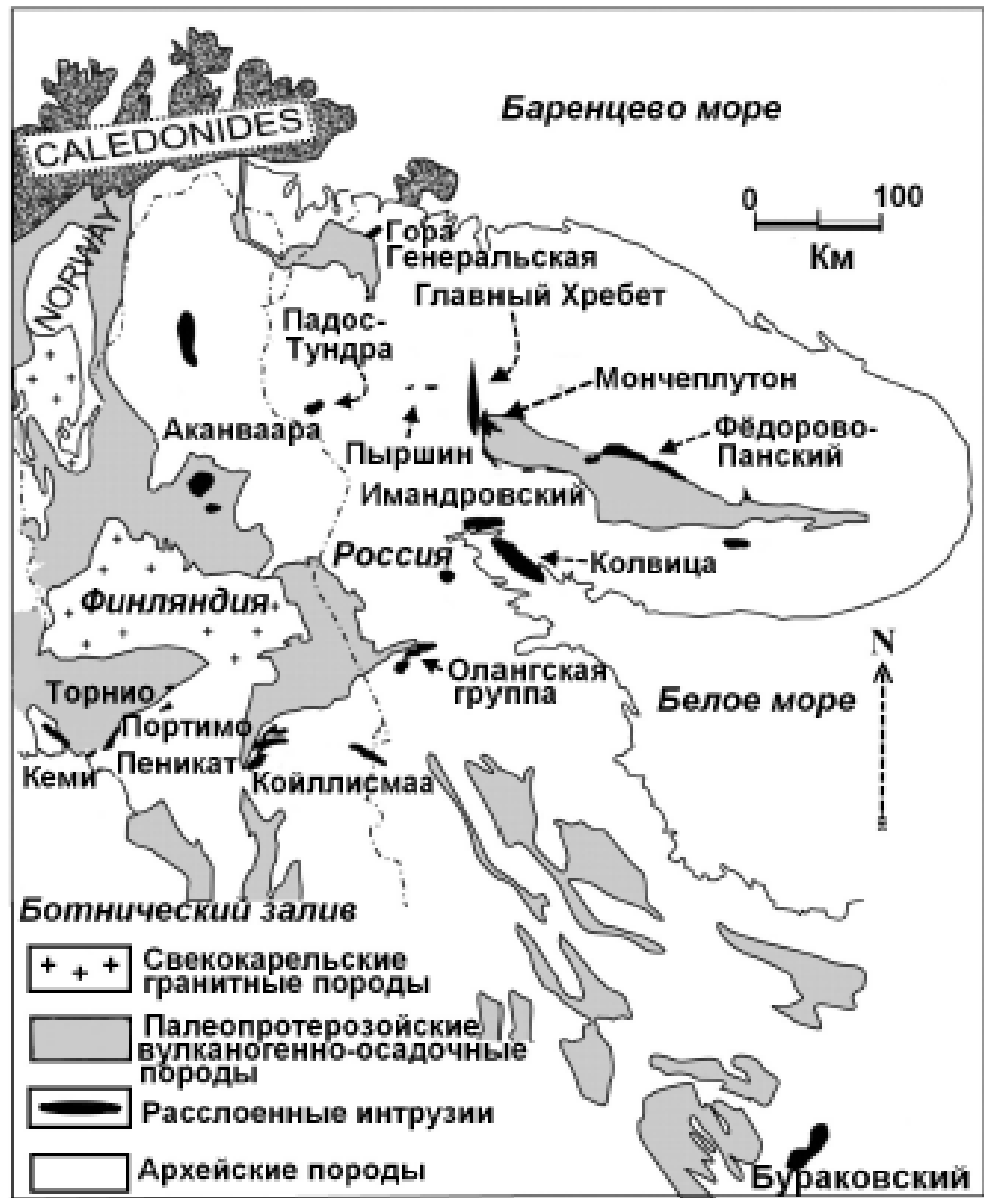


Рис. 16. Схематическая геологическая карта (Bayanova et al., 2009, с изменениями) показывающая местоположение комплексов Мончеплутон, Падос-Тундра и других расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита.

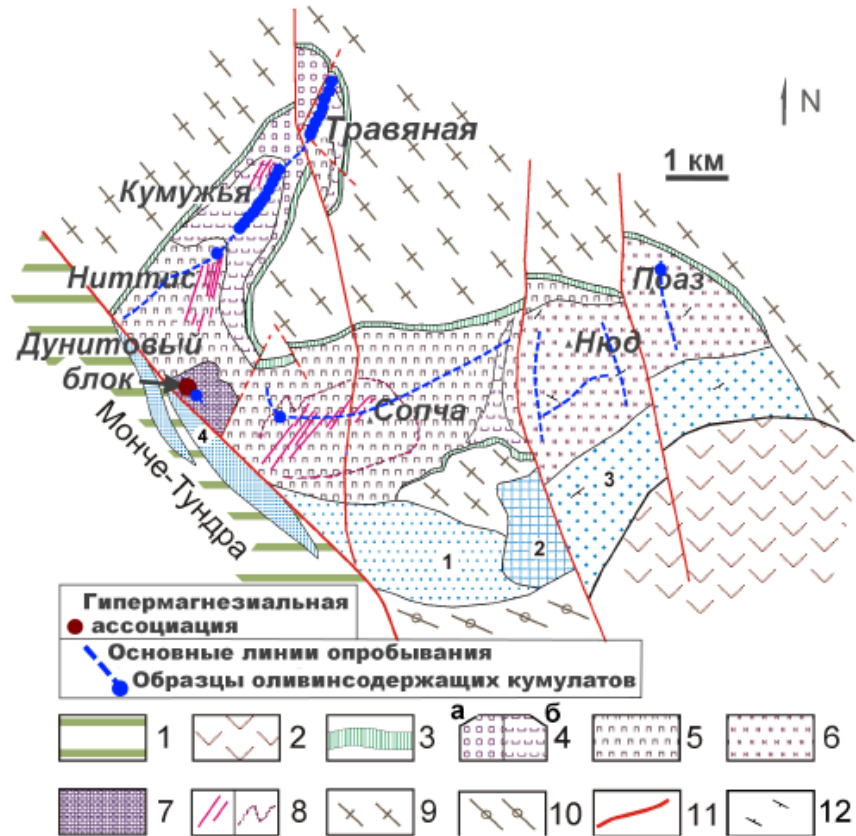


Рис. 17. Схема геологического строения массива Мончеплутон (Шарков, 2006; 127. Массивы: 1 – Южносопчинский, 2 – Морошкового озера, 3 – Вуручайвенч, 4 – Южного обрамления НТ-КМ-ТР. Условные обозначения: 1 – габбронориты и габбронорит-анортозиты Мончетундровского массива; 2 – вулканогенно-осадочные массивы Имандра-Варзугской серии; 3-9 – образования массива Мончеплутон: 3 – краевая серия с сульфидной медноникелевой 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.

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). Массив Мончеплутон включает шесть комплексов: г. Ниттис, г. Кумужья, г. Травяная (серия НКТ) субмеридионального простирания и г. Сопча, г. Нюд, г.

Поаз (серия СНП), простирающиеся субширотно (рис. 17). 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). Кроме того, довольно крупное месторождение хромитовых руд, Сопчеозёрское, присутствует в Дунитовом блоке массива (Чашин др., 1999).

Как и массив Падос-Тундра, Мончеплутон, вероятно, формировался на сравнительно небольших глубинах <10 км (Печерский и др., 2004). В целях сопоставления основное опробование в массиве Мончеплутон проводилось по протяжённым линейным направлениям (рис. 17) с интервалом ~30-50 метров и эпизодическими перерывами (обычно ~200-300 м) в случае недостаточной обнажённости. Дополнительно к этому применялось площадное опробование и отбор по поперечным профилям. В массиве Падос-Тундра образцы отбирались также по протяжённым профилям в сочетании с площадным опробованием, включающем хромитоносный Дунитовый блок этого массива (рис. 2). Сосуществующие зёрна оливина и хромшпинелидов (минералов серии хромит-магнезиохромит: Chr-Mcr) проанализированы в более чем 30 пробах оливинсодержащих пород массива Мончеплутон. В эту вполне репрезентативную выборку вошли образцы оливиновых и ортопироксен-оливиновых кумулатов: дунит, гарцбургит и оливиновый ортопироксенит, отобранные в коренных обнажениях комплексов гор Ниттис, Кумужья, Травяная, Сопча, Поаз, в Дунитовом блоке и Сопчеозёрском месторождении хромита (рис. 17). В целях сопоставления характера вариаций также проанализированы составы ромбического и моноклинного пироксенов и других минералов в ~100 образцах по разрезам всех комплексов и блоков Мончеплутона (рис. 17). 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 массива Падос-Тундра (рис. 2). В этих парагенезисах проанализировано более 100 индивидуальных зёрен

оливина и более 100 зёрен Chr-Mcr. В общей сложности, обобщённые результаты исследований включают более 1500 микронзондовых анализов, результаты которых представлены ниже в таблицах и графической форме. Точность и воспроизводимость аналитических процедур оценивалась специальными тестами по ранее апробированной методологии (Королюк и др., 2009). Мы отмечаем хорошую сопоставимость наших данных и наблюдений с ранними исследованиями массива Мончеплутон 79).

Чрезвычайно высокие степени магнезиальности оливина установлены в образцах хромит- и авгитсодержащего дунита в Сопчеозёрском месторождении хромита, пространственно входящего в состав Дунитового блока массива 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.

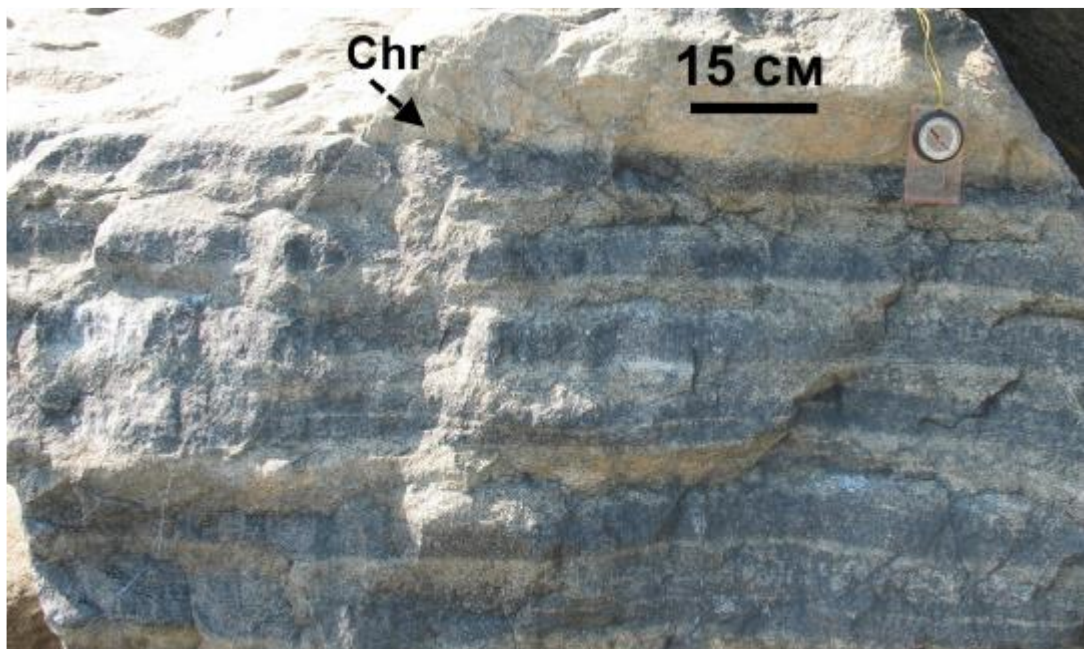


Рис. 18. Тонкая ритмическая расслоенность с развитием субпараллельных друг другу и циклически повторяющихся маломощных слоёв хромшпинелидов (Chr) в рудных ультрамафитах Сопчеозёрского хромитового месторождения массива Мончепл

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. 19а, б).

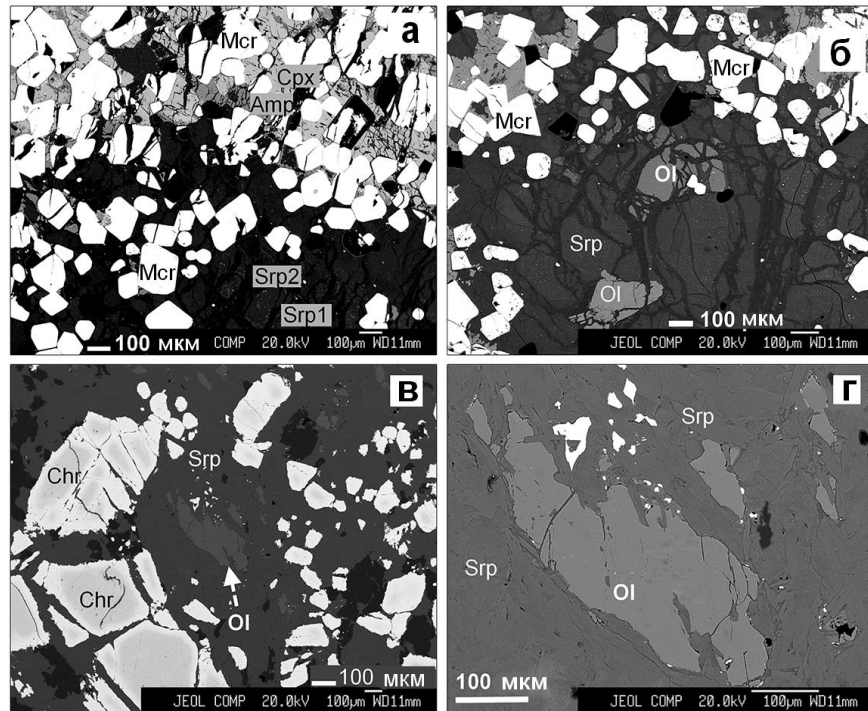


Рис. 19 (а-г). Изображения в обратно рассеянных электронах, показывающие реликты выкофорстеритового оливина (Ol) в ассоциации с высокомагнезиальными фазами клинопироксена (Срх), хромшипинелидами серии хромит (Chr) – магнезиохромит (Mcr), амфиболом (Amp), серпентином (Srp1 и Srp2), и тонкой смесью серпентина с другими вторичными минералами (Srp). Изображения на рис. 19 (а, б) представляют минеральную ассоциацию в образце авгитсодержащего дунита (обр. MNP-DB-2-1) Сопчеозёрского месторождения, массив Мончеплутон. На рис. 19 (в, г) показана ассоциация образца PDS-214 (дунит), отобранного в Дунитовом блоке массива Падос-Тундра.

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 аутометасоматического



Таблица 10 (продолжение)

			MnO	MgO	NiO	CaO	ZnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма (мас.)
	MNP-DB									
1	-2-1	Ol	0.08	52.50	0.38	0.13	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.82
2			0.11	52.22	0.40	0.04	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.65
3			0.05	53.34	0.40	0.03	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.61
4			0.10	53.46	0.39	0.02	н.п.о	н.п.о	н.п.о	100.00
5		Срх	0.07	17.81	н.п.о	21.82	н.п.о	0.56	н.п.о	99.81
6			0.07	17.89	н.п.о	21.79	н.п.о	0.47	н.п.о	99.40
7			0.07	17.88	н.п.о	22.20	н.п.о	0.58	н.п.о	100.31
8		Amp	0.02	23.83	н.п.о	13.19	н.п.о	0.32	0.02	97.87
9			0.01	24.03	н.п.о	13.06	н.п.о	0.35	0.03	97.75
10			0.03	23.41	н.п.о	12.77	н.п.о	0.65	0.07	97.55
11		Мсг	0.25	13.75	0.03	н.п.о	0.05	н.п.о	н.п.о	100.07
12			0.25	13.69	0.02	н.п.о	0.05	н.п.о	н.п.о	100.06
13			0.23	13.63	0.02	н.п.о	0.01	н.п.о	н.п.о	99.80
14	PDS-214	Ol	0.18	50.97	0.43	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.33
15			0.16	50.99	0.43	0.01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	99.47
16			0.11	51.37	0.43	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	100.24
17			0.16	51.22	0.43	0.01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	100.01
18 (С)		Chr	0.65	6.85	0.07	н.п.о	0.44	н.п.о	н.п.о	101.27
19 (R)			0.82	3.69	0.22	н.п.о	0.28	н.п.о	н.п.о	101.45
20 (С)			0.73	6.86	0.07	н.п.о	0.45	н.п.о	н.п.о	101.13

*Примечание.* Результаты микрозондовых 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 массиве Мончеплутон. Анализы № 14-20 относятся к ассоциации в образце дунита [PDS-214] из Дунитового блока массива 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; Мсг 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 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (выч.) и FeO (выч.) рассчитаны на основе стехиометрии и баланса зарядов.



Таблица 11

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

	<b>Si</b>	<b>Mg</b>	<b>Fe<sup>2+</sup></b>	<b>Ca</b>	<b>Mn</b>	<b>Ni</b>	<b>Zn</b>	<b>Na</b>	<b>K</b>
1	1.00	1.88	0.11	0.003	0.002	0.007	-	-	-
2	1.00	1.88	0.11	0.001	0.002	0.008	-	-	-
3	1.00	1.90	0.08	0.001	0.001	0.008	-	-	-
4	1.00	1.90	0.08	0.001	0.002	0.008	-	-	-
5	1.98	0.96	0.06	0.85	0.002	-	-	0.04	-
6	1.98	0.97	0.06	0.85	0.002	-	-	0.03	-
7	1.97	0.96	0.06	0.86	0.002	-	-	0.04	-
8	7.90	4.82	0.05	1.92	0.002	-	-	0.08	0.003
9	7.89	4.87	0.05	1.90	0.001	-	-	0.09	0.005
10	7.82	4.76	0.08	1.87	0.003	-	-	0.17	0.01
11	-	0.65	0.35	-	0.007	0.001	0.001	-	-
12	-	0.65	0.35	-	0.007	-	0.001	-	-
13	-	0.65	0.35	-	0.006	0.001	-	-	-
14	1.00	1.85	0.13	-	0.004	0.008	-	-	-
15	1.00	1.85	0.14	-	0.003	0.008	-	-	-
16	1.00	1.85	0.14	-	0.002	0.008	-	-	-
17	1.00	1.85	0.13	-	0.003	0.008	-	-	-
18	-	0.34	0.64	-	0.018	0.002	0.011	-	-
19	-	0.20	0.77	-	0.025	0.006	0.007	-	-
20	-	0.34	0.63	-	0.020	0.002	0.011	-	-

Таблица 11 (продолжение)

	Cr	Al	Fe <sup>3+</sup>	V	Ti	Mg#	Cr#	Fe <sup>3+</sup> #	Fo:Fa [Wo:En:Fs]
1	0		-	-	-	94.4	-	-	94.1: 5.3
2	0		-	-	-	94.4	-	-	94.1: 5.3
3	0.001		-	-	-	95.9	-	-	95.7: 3.8
4	0.001		-	-	-	95.9	-	-	95.5: 4.0
5	0.034	0.06	-	-	0.003	93.9	-	-	[44.3: 50.3: 3.4]
6	0.035	0.06	-	-	0.004	94.0	-	-	[44.3: 50.6: 3.3]
7	0.043	0.06	-	-	0.004	93.9	-	-	[44.7: 50.1: 3.2]
8	0.09	0.16	-	-	0.006	98.9	-	-	-
9	0.08	0.15	-	-	0.004	99.0	-	-	-
10	0.09	0.26	-	-	0.01	98.3	-	-	-
11	1.39	0.49	0.10	0.002	0.007	64.5	73.9	5.1	-
12	1.39	0.50	0.09	0.001	0.007	64.5	73.5	4.5	-
13	1.40	0.49	0.09	0.001	0.007	64.6	74.1	4.5	-
14	0.001	-	-	-	-	93.2	-	-	92.7: 6.7
15	0	-	-	-	-	92.8	-	-	92.6: 6.8
16	0	-	-	-	-	92.9	-	-	92.6: 6.9
17	0.001	-	-	-	-	93.3	-	-	92.7: 6.7
18	1.35	0.45	0.18	0.006	0.008	34.1	75.0	9.1	-
19	1.33	0.06	0.58	0.005	0.010	19.6	95.6	29.6	-
20	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. 10.  $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ ;  $Cr\# = 100Cr/(Cr + Al)$ ;  $Fe^{3+\#} = 100Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr + Al)$ . Порядковые номера анализов (1-20) те же, что в табл. 10, где приводятся соответствующие значения в мас.%

## Представительные составы оливина из массива Мончеплутон

№ п/п		SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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
	К									
8	М	40,35	н.п.о	12,78	0,20	46,25	0,29	0,08	99,95	86,4
	К									
9	М	40,27	н.п.о	13,26	0,26	46,37	0,35	н.п.о	100,54	85,9
	К									
10	М	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 выражены в мас.%. (Дуниты №1-4, гарцбургиты с вариациями до оливиновых пироксенитов №5-13; Оливиновые ортопироксениты №14-17, оливинсодержащие нориты №18-20). 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 13

Представительные составы акцессорных хромшпинелидов из массива Мончеплутон

		TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)	FeO (выч)
1	ДБ	0,26	18,33	40,32	0,42	35,17	27,87
2	ДБ	0,06	20,02	42,99	0,24	30,76	28,21
3	ДБ	1,94	15,68	43,97	0,27	32,61	28,53
4	ДБ	2,84	13,49	42,52	0,28	34,12	27,30
5	ДБ	0,62	16,35	44,12	0,22	33,82	27,85
6	ДБ	0,79	16,24	43,90	0,19	34,10	28,08
7	ДБ	0,58	15,74	44,38	0,21	33,81	27,73
8	НТ	0,02	23,03	35,46	0,18	33,55	26,49
9	НТ	0,48	16,91	39,51	0,27	37,41	27,89
10	НТ	0,62	18,69	41,69	0,21	28,64	20,70
11	НТ	0,43	19,76	42,40	0,21	26,77	19,91
12	НТ	0,07	11,06	48,65	0,24	33,29	27,14
13	НТ	0,40	17,91	42,45	0,25	31,59	25,45
14	НТ	0,61	15,36	44,71	0,27	32,20	24,71
15	НТ	2,48	14,89	42,84	0,19	34,83	29,65
16	КМ	н.п.о	25,18	36,20	0,10	30,96	25,76
17	КМ	1,09	14,43	40,42	0,30	38,35	27,93
18	КМ	0,38	15,62	46,56	0,16	27,31	20,75
19	КМ	0,17	17,88	37,47	0,17	36,41	26,80
20	КМ	0,40	13,40	48,73	0,46	31,31	28,78
21	КМ	0,99	14,66	40,61	0,29	37,15	26,01
22	КМ	0,44	16,03	46,03	0,19	28,06	21,51
23	КМ	0,24	20,79	38,23	0,74	31,68	25,87
24	ТР	0,90	18,49	39,24	0,25	35,34	28,57
25	ТР	0,43	10,79	47,59	0,32	36,65	29,00
26	ТР	0,13	16,04	36,98	0,23	40,50	27,75
27	ТР	0,60	10,76	43,32	0,45	41,28	30,32
28	ТР	0,02	22,84	38,58	0,08	32,22	26,60
29	СП	0,07	9,93	49,69	0,15	34,91	29,20
30	СП	0,08	11,62	41,94	0,25	40,47	28,92
31	СП	0,14	16,83	38,00	0,37	37,72	28,62
32	СП	0,06	19,63	38,51	0,20	33,62	27,34
33	СП	0,03	37,26	25,43	0,07	24,32	21,11
34	НД	0,26	15,72	33,51	0,83	43,83	30,40
35	НД	1,19	11,20	38,20	0,49	42,12	26,69
36	НД	1,81	9,32	33,72	0,59	46,15	26,46
37	ПЗ	1,35	0,60	33,26	0,37	60,07	30,72
38	ПЗ	1,30	0,57	33,57	0,35	59,63	30,44
39	ПЗ	1,38	1,02	34,95	0,31	57,47	30,26
40	ПЗ	1,37	1,09	34,98	0,26	56,97	30,03

Таблица 13 (продолжение)

		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (выч)	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма (мас.%)
1	ДБ	8,11	0,38	4,10	0,06	0,76	100,62
2	ДБ	2,84	0,35	3,87	н.п.о	0,53	99,10
3	ДБ	4,54	0,41	4,45	0,06	0,63	100,48
4	ДБ	7,58	0,43	5,71	0,09	0,29	100,53
5	ДБ	6,62	0,37	4,49	0,08	0,32	101,04
6	ДБ	6,69	0,40	4,42	0,08	0,32	101,09
7	ДБ	6,75	0,45	4,17	0,06	0,64	100,70
8	НТ	7,85	0,35	4,97	0,07	0,99	99,41
9	НТ	10,59	0,49	4,07	0,11	0,70	101,02
10	НТ	8,82	0,34	9,37	0,19	0,16	100,79
11	НТ	7,61	0,27	9,97	0,20	0,13	100,90
12	НТ	6,84	0,50	3,02	0,08	1,12	98,71
13	НТ	6,82	0,43	5,87	0,08	0,17	99,82
14	НТ	8,32	0,40	6,48	0,12	0,15	101,13
15	НТ	5,75	0,39	4,22	0,12	0,21	100,74
16	КМ	5,78	0,29	5,82	0,09	1,15	100,36
17	КМ	11,58	0,34	4,38	0,13	0,43	101,02
18	КМ	7,28	0,21	8,85	0,15	0,17	100,12
19	КМ	10,69	0,34	4,20	0,13	0,87	98,72
20	КМ	2,81	0,47	2,88	0,01	0,34	98,28
21	КМ	12,38	0,34	5,77	0,14	0,27	101,46
22	КМ	7,29	0,32	8,54	0,09	0,10	100,53
23	КМ	6,45	0,44	5,16	0,06	0,95	98,94
24	ТР	7,52	0,26	3,86	0,07	1,04	100,19
25	ТР	8,50	0,44	2,55	0,04	0,92	100,58
26	ТР	14,17	0,33	3,75	0,05	0,79	100,22
27	ТР	12,18	0,30	1,91	0,01	0,91	100,75
28	ТР	6,24	0,28	5,28	0,04	0,99	100,96
29	СП	6,35	0,64	1,70	0,01	0,74	98,48
30	СП	12,83	0,70	1,95	0,05	1,03	99,36
31	СП	10,11	0,54	2,72	н.п.о	0,89	98,24
32	СП	6,98	0,40	3,56	0,02	1,44	98,14
33	СП	3,57	0,21	10,15	0,19	0,41	98,41
34	НД	14,92	0,64	1,44	0,01	0,99	98,71
35	НД	17,14	0,30	4,88	0,17	0,20	100,46
36	НД	21,88	0,28	4,99	0,12	0,15	99,32
37	ПЗ	32,62	0,54	0,86	0,22	0,47	100,99
38	ПЗ	32,44	0,65	0,94	0,18	0,47	100,89
39	ПЗ	30,23	0,54	1,15	0,19	0,48	100,52
40	ПЗ	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, НД г. Нюд и ПЗ г. Поаз. Здесь и в Таблице 16 наименования исследованных пород следующие:

дуниты №1-7, гарцбургиты с вариациями до оливиновых пироксенитов №8-15; гарцбургиты №16-28, ортопироксениты №29-33, габбронориты №34-40. Н.п.о.: ниже предела обнаружения.

Таблица 14

Атомные соотношения в формулах хромшпинелидов из массива Мончеплутон

	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Ni	Zn	Cr	Al	Fe <sup>3+</sup>	V	Ti	Mg#	Cr#	Fe <sup>3+</sup> #
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 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (выч.) и FeO (выч.) рассчитаны на основе стехиометрии и баланса зарядов. Соответствующие значения (мас.%) даны в табл. 13.  $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ ;  $Cr\# = 100 Cr/(Cr + Al)$ ;  $Fe^{3+\#} = 100 Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr + Al)$ .

В Дунитовом блоке массива Падос-Тундра проанализированные составы достигают значения Fo<sub>93</sub> в реликтах оливина в слабо серпентинизированном дуните, содержащем до 20–25 объём.% магнезиального Chr-Mcr (рис. 19в, г). Это значение заметно более высокое, чем ряд значений составов оливина [Fo<sub>85.5–90.6</sub>] выявленный в породах серии оливиновый ортопироксенит–гарцбургит–дунит по разрезам массива в Дунитовом блоке (Barkov et al., 2017).

Составы Chr-Mcr массива Падос-Тундра менее высокомагнезиальны (Mg# = 34–45 в ядерных зонах кристаллов; табл. 11) и обогащены примесями Mn, Zn, V в сравнении с Mcr-Chr из массива Мончеплутон. Кроме того, в зёрнах Chr-Mcr в неизменённых дунитовых породах Дунитового блока массива Падос-Тундра систематически присутствует зональность (табл. 10, 11), 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 массивах Мончеплутон и Падос-Тундра (рис. 20) демонстрируют максимальную магнезиальность оливина (Fo<sub>96</sub>) в образце авгит-хромитсодержащего дунита Сопчеозёрского хромитового месторождения.

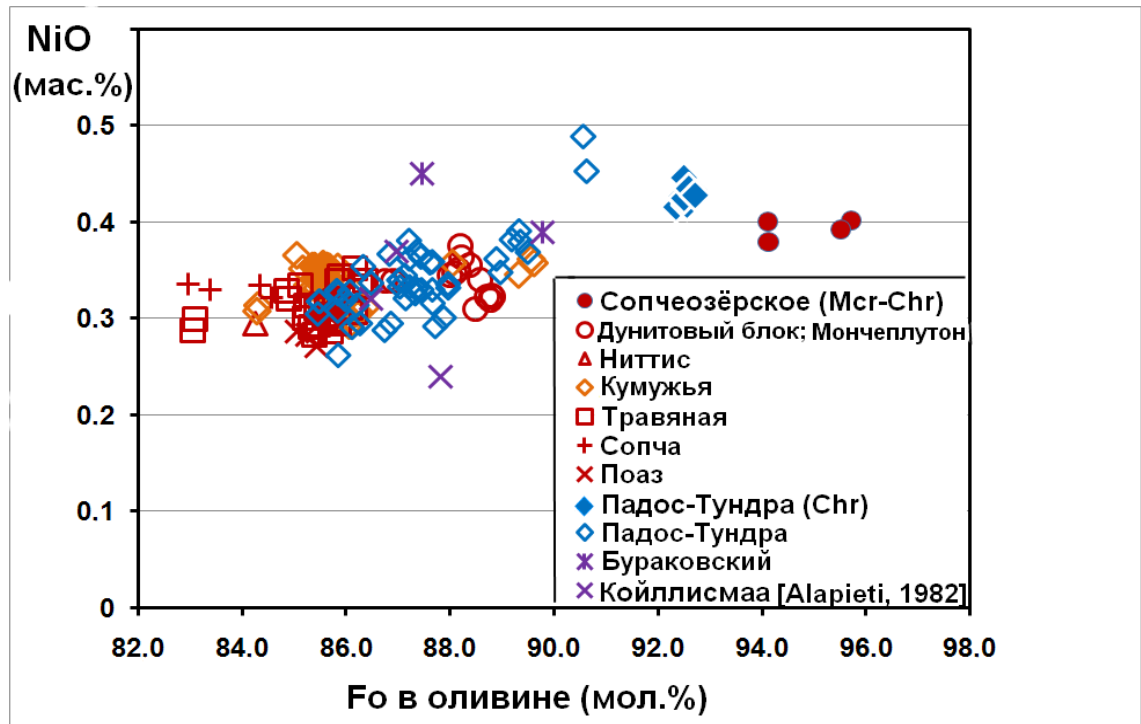


Рис. 20. Вариации содержаний форстеритового компонента (Fo; мол.%) и примеси никеля (NiO; мас.%) в микрозондовых составах (метод волновой спектроскопии (МВС) микрозондового анализа; наши данные) зёрен оливина из комплексов Мончеплутон и Падос-Тундра Кольского по-ва. Символами (Mcr) и (Chr) показаны пробы пород, содержащие значительные количества хромшпинелидов: магнезиохромита и магнезиального хромита, соответственно. Для сопоставления даны наиболее высокомагнезиальные составы оливина из Бураковского массива, Карелия, (Лавров и др., 2004) и интрузии Койллисмаа, Финляндия (Alapieti, 1982).

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. 21).



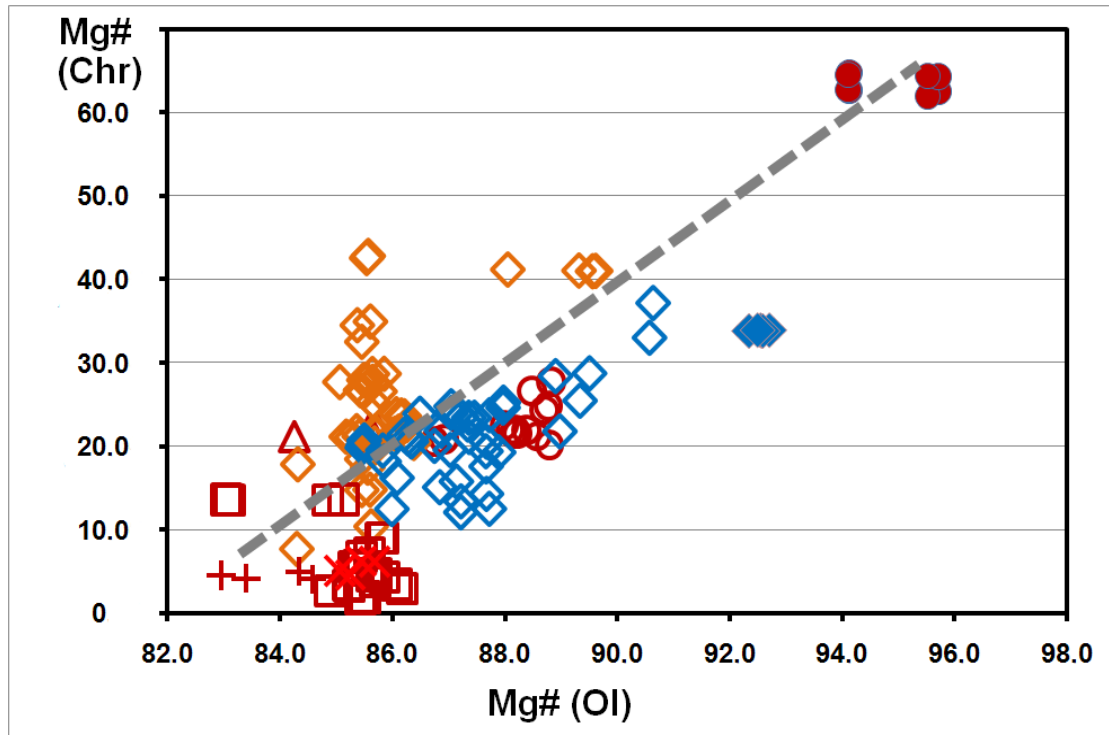


Рис. 21. Значения индекса магнезиальности  $Mg\# [100Mg:(Mg + Fe^{2+} + Mn)]$  в составах сосуществующих фаз оливина (Ol) и хромшпинелидов (Chr) в расслоенных массивах Мончеплутон и Падос-Тундра Кольского по-ва (данные по результатам МВС). Фигуративные точки составов показаны теми же символами, что даны на рис. 20.

Серпентин, замещающий оливин в этом образце авгитсодержащего дунита из Мончеплутона, также обладает высокой (унаследованной) магнезиальностью. Микронзондовые составы (МВС) двух выделений серпентина (Srp1 и Srp2: рис. 19а) 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. 19в, г). Как обсуждалось, в этом массиве обнаружена аномальная разновидность минерала группы серпентина, обогащённого Cr и Al: до ~2,5 мас.%  $Cr_2O_3$  и ~4,0 мас.%  $Al_2O_3$ .

В массиве Мончеплутон наблюдаются известные ранее (Шарков и др., 2014) широкие вариации составов пироксенов. Весьма протяжённые серии составов моноклинного (рис. 22) и ромбического пироксена (рис. 23) ожидаемо демонстрируют значительную положительную корреляцию значений  $Mg\#$  с примесью  $Cr$ , которая сравнительно превалирует в клинопироксене.

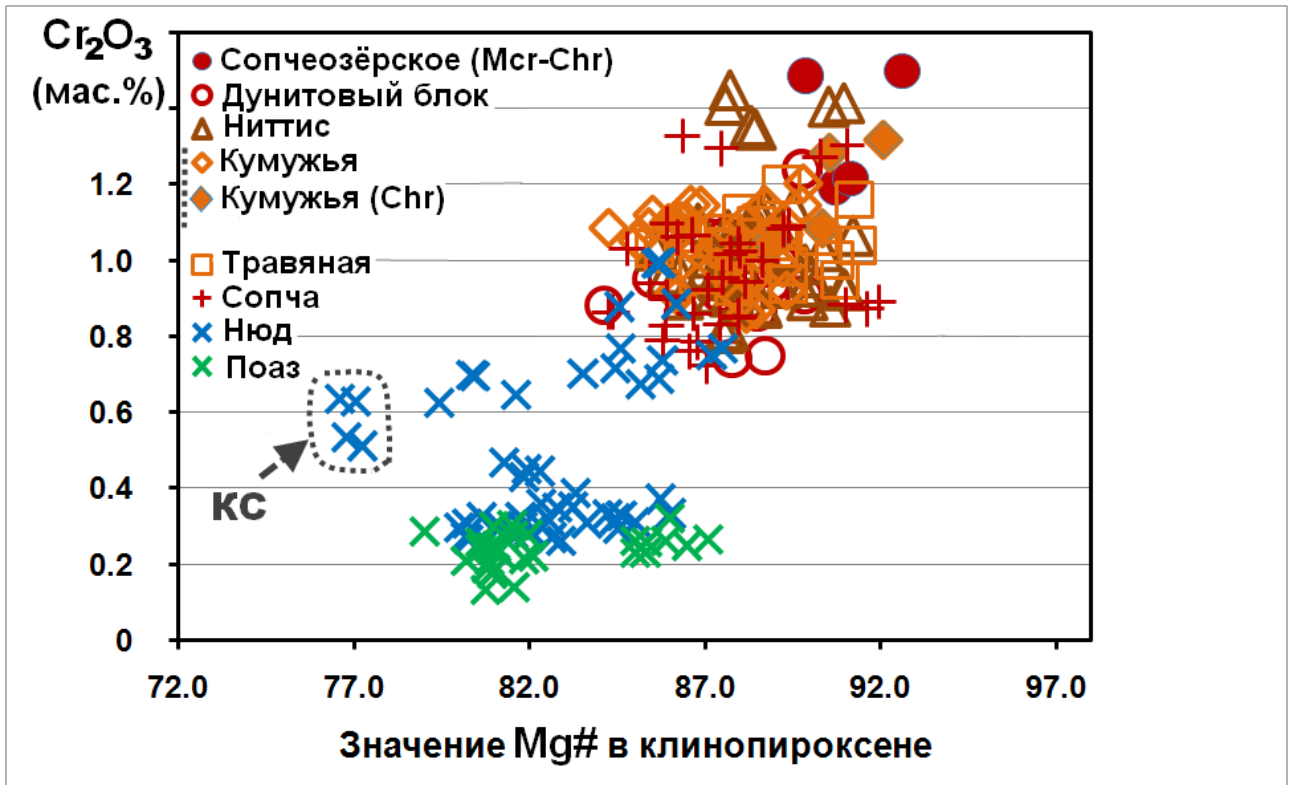


Рис. 22. Вариации значений индекса магнезиальности  $Mg\#$  [ $100Mg:(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ ] и содержаний  $Cr_2O_3$  (мас.%) в составах клинопироксена из массива Мончеплутон, Кольский по-в (данные по результатам МВС). Аббревиатура КС означает краевую серию.

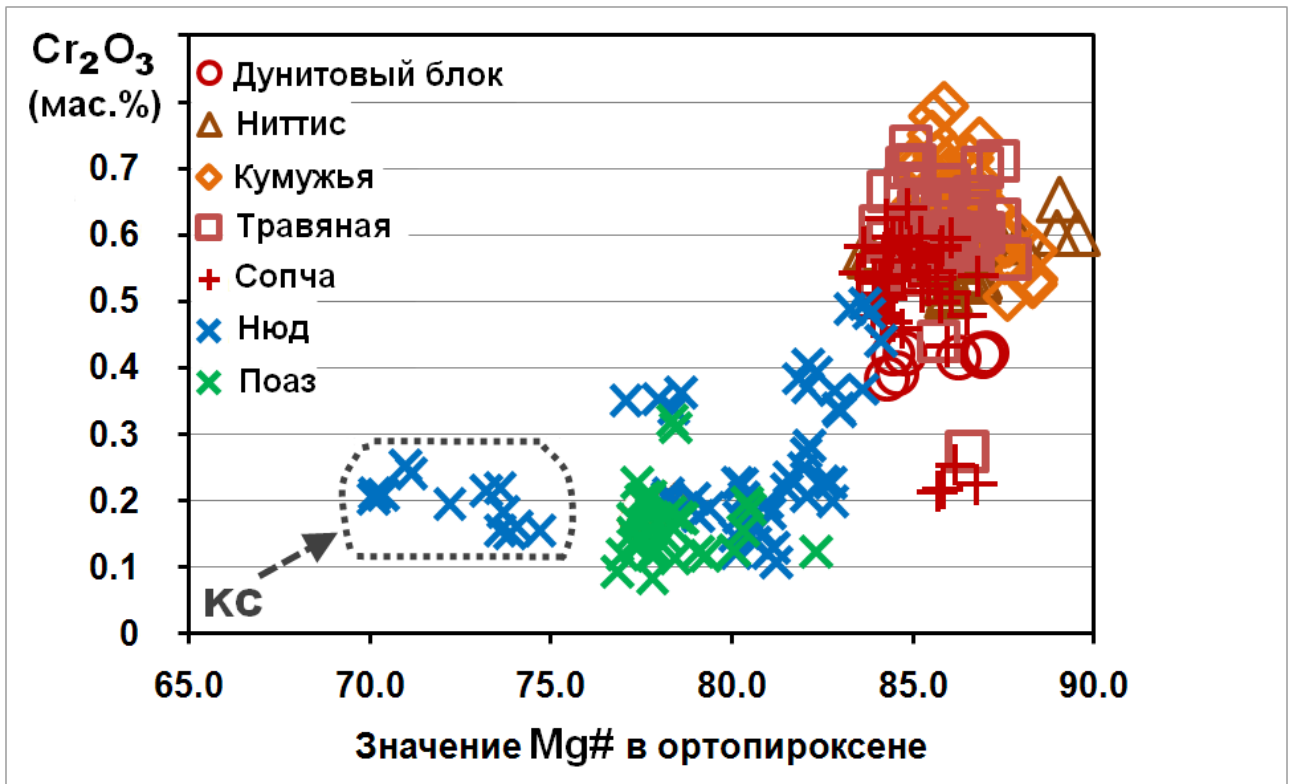


Рис. 23. Вариации значений индекса магнезиальности  $Mg\#$  [ $100Mg:(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ ] и содержаний  $Cr_2O_3$  (мас.%) в составах ортопироксена из массива Мончеплутон, Кольский пов (данные по результатам МВС). Аббревиатура КС означает краевую серию.

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. 23). Фазы гипермагнезиального авгита в парагенезисе с  $Fo_{96}$  обладают максимальной примесью хрома (1,50 мас.%  $Cr_2O_3$ ) (рис. 22). С ними соседствуют фазы клинопироксена из «сфероидального» гарцбургита г. Кумужьей значительно обогащённого хромитом, а также из ортопироксеновых кумулатов г. Ниттис. Характерно значительное наложение точек составов клинопироксена в образцах ультрамафитов гг. Ниттис, Кумужья, Травяная, Сопча и Дунитовом блоке (рис. 22). Кумулятивные парагенезисы ультрамафитов приводятся на рис. 17 79 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. 22). 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. 23). 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. 23). 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. 22).

Пределная магнезиальность оливина в условиях нормальной кристаллизации в расслоенных интрузиях в глобальном масштабе ограничена узким рядом значений  $F_{O_{\leq 90-92}}$ . В этой связи можно отметить оливин состава  $F_{O_{88}}$  в массивах Койллисмаа в Финляндии (Alapieti, 1982) и Жилес, Австралия (Ballhaus et al., 1995). Близкие значения максимальных составов сообщаются из других палеопротерозойских расслоенных комплексов:  $F_{O_{90}}$  в Бураковском интрузиве, Карелия (Лавров и др., 2004; наши данные) и  $F_{O_{91-92}}$  в крупных расслоенных массивах Бушвельд, Стиллуотер и Великая Дайка (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**, 2015). Этот уровень значений также поддерживается в неопротерозойских расслоенных массивах Восточно-Сибирской провинции:  $F_{O_{\leq 90}}$  в Тартайском массиве (Поляков и др., 2013).

Фаза состава  $F_{O_{92}}$  отмечается в дунитах верхнего уровня контаминированной части ультраосновной зоны массива 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  $F_{O_{77-85}}$  в её ультрамафитовых дифференциатах (Mutanen et al., 2001). Известный расслоенный хромитоносный массив Кеми, Финляндия, характеризуется сходной максимальной магнезиальностью оливина:  $F_{O_{83}}$  (Smith et al., 2016). 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 S.-H. et al., 2013).

Таким образом, установленная 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 (Plechov et al., 2018).

Ковариация значений  $Mg\#$  с уровнями примеси Ni в составах оливина вполне предсказуема, что наблюдается в составах оливина из комплексов Мончеплутон и Падос-Тундра (рис. 20). 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  $Fo_{96}$  (табл. 10). Предыдущие исследования 127 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.

Таким образом, фаза состава  $Fo_{96}$ , установленная 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 или коматиитового состава. Эта фаза является составной частью необычайно высокомагнезиального парагенезиса, который включает клинопироксен (авгит;  $Mg\#$  94),

превосходящий наиболее высокомагнезиальную фазу клинопироксена Бушвельдского массива:  $\text{Ca}_{45.4}\text{Mg}_{49.6}\text{Fe}_{5.0}$ , Mg# 91 (Atkins, 1969). Кроме того, авгит Сопчеозёрского месторождения обладает наиболее высокой примесью хрома, максимальной во всей серии наблюдаемых составов массива Мончеплутон (рис. 22).

Проанализированные зёрна хромшпинелидов в ассоциации с  $\text{Fo}_{96}$  соответствуют магнезиохромиту, содержащему ~14 мас.% MgO (Mg# ~65) и 56 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (табл. 10, 11). Эти составы весьма близки самым магнезиальным зёрнам хромшпинелидов из «Нижней зоны» северного фланга Бушвельдского расслоенного массива, содержащим ~14% MgO и 57%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Hulbert et al., 1985). Изученные ассоциации акцессорных хромшпинелидов (табл. 13, 14) значительно менее магнезиальны, чем магнезиохромит Сопчеозёрского месторождения. По данным выполненных 270 анализов (МВС) максимальные величины Mg# в акцессорных фазах хромшпинелидов в масштабах массива достигают 47 (г. Ниттис), 46 (г. Сопча) и 43 (г. Кумужья).

В массиве Падос-Тундра оливин состава  $\text{Fo}_{93}$  в обогащённом хромитом дуните в Дунитовом блоке (табл. 10, 11) превышает магнезиальность оливина во всех других дифференциатах массива, который приобретает всё более эволюционированный характер в направлении от краевых частей, где обнажается Дунитовая зона, к центру массива (Ортопироксенитовой зоны). 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. 2).

Ранняя нуклеация высокофорстеритовой фазы согласуется с её локализацией в дунитовых кумулатах массива Мончеплутон. Авторы (Yudovskaya et al., 2015) сделали вывод о коматиитовом характере исходного расплава, способного кристаллизовать оливинную фазу с магнезиальностью уровня  $Mg\# > 92$ . Расплав с содержанием  $\geq 19$  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 массива, магнезиальность оливина в которых  $Mg\# > 91$  (Wilson, 2015). Данная интерпретация согласуется с выводами (Eales et al., 2012) о коматиитовом характере исходной магмы Бушвельдского массива с содержанием  $\sim 27$  мас.% MgO и 0,5 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Для расслоенного массива Падос-Тундра и ассоциирующихся с ним субвулканических интрузий (Чапесвара и др.) предполагается магма коматиитового типа (97).

Эти предположения и оценки согласуются с проявлениями высокомагнезиальных лав (Matzen et al., 2011, Rollinson, 1997). Таким образом, полученные данные показывают, что оливин приобретает гипермагнезиальные составы (Fo<sub>96</sub> и Fo<sub>93</sub>) лишь в кумулатах существенно обогащенных хромшпинелидами: до  $\sim 20$  и 30 объём.% в массивах Мончеплутон и Падос-Тундра, соответственно. Во всех других ассоциациях, даже в образцах оливинных кумулатов из Дунитового блока, то есть структуры вмещающей хромитовое оруденение, магнезиальность оливина не превышает нормальных уровней: до Fo<sub>90-91</sub> (рис. 20). 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.

Гипермагнезиальные составы ассоциации оливин Fo<sub>96</sub> + авгит + Mcr Сопчеозёрского месторождения вероятно отражают значительное возрастание уровня фугитивности кислорода ( $fO_2$ ) 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.

### **1.11. Сопоставление с расслоенной интрузией Кевица, сев. Финляндия**

По своему цирконовому возрасту (2,15 млрд лет), массив Падос-Тундра заметно отличается от других расслоенных интрузий Балтийского щита (2,5–2,4 млрд лет), приближаясь к комплексу Кевица (Kevitsa; общей площадью 16 км<sup>2</sup>) с датировкой 2,06 млрд лет (Mutanen et al., 2001). Вместе с тем, данные изотопной геохронологии массива Падос-Тундра существенно противоречивы, и опубликованные определения его цирконового возраста (2,15 млрд лет) не сопоставимы с данными датирования (2,5 млрд лет) самарий-ниодимовым методом (Серов и др., 2017). Эти два массива, Падос-Тундра и Кевица, во многих отношениях весьма различны. Материнская магма интрузии Кевица предположительно имела базальтоидный состав, что согласуется с составами оливина  $Fo_{77-85}$  в ультрамафитах расслоенной серии. Габброидные породы довольно широко развиты в этом комплексе; кальциевый пироксен также присутствует в породах ультрамафитовой зоны. Интересно отметить, что вулканические коматиитовые породы того же самого изотопного возраста (2,06 млрд лет) развиты в районе интрузивного массива Кевица (Mutanen et al., 2001). Другая интересная особенность заключается в том, что зёрна оливина в рудоносных Ni–ЭПГ зонах массива Кевица имеют составы значительно более богатые Fe компонентом, варьирующим до  $Fo_{90.6}$ . Кроме того, аномально высокие концентрации Ni документированы в оливине этих рудных зон (0,51–1,78 мас.% NiO), что объясняется ассимиляцией коматиитового материала (Yang et al., 2013).



## 1.12. Заключительные комментарии и выводы к главе 1

Полученные результаты свидетельствуют, что массив Падос-Тундра представляет собой зоны ультрамафитовых кумулатов, подразделённые на нижнюю Дунитовую и расслоенную Ортопироксенитовую зоны. Как установлено, комплексу свойственны охарактеризованные выше формы мегациклической и скрытой расслоенности, установленные по составам оливина и ортопироксена ( $Ni$  в оливине и  $Mn$  в ортопироксене), а также по ассоциирующим с ними хромшпинелидам (хромит-магнезиохромит), как будет показано в последующих разделах диссертационной работы.

Отмечаются заметные различия, которые присущи массиву Падос-Тундра и другим дунит-гарцбургит-ортопироксенитовым массивам и телам Серпентинитового пояса, по сравнению с расслоенными массивами возраста (2,4–2,5 млрд лет), развитыми на Балтийском щите. 1) Породы мафитовых составов, фактически, отсутствуют во всех дунит-гарцбургит-ортопироксенитовых массивах Серпентинитового пояса. 2) Эти массивы не редко представлены линзовидными и фрагментированными блоками, широко подверженными расланцеванию и существенным динамометаморфическим преобразованиям. Наблюдения диссертанта свидетельствуют, что ультрамафитовые тела массива горы Карека-Тундра, также входящего в Серпентинитовый пояс, являются тектонически внедрёнными во вмещающие породы (гранито-гнейсы и амфиболиты). 3) Массивы Серпентинитового пояса весьма бедны сульфидами железа, меди и никеля. 4) Нашими исследованиями (Barkov et al., 2017) в массиве Падос-Тундра установлены фрамбоидальные нанозоны самородного рутения, неизвестного ранее в расслоенных интрузиях, который формировался в результате реакций десульфуризации и восстановления лаурита до состояния металлического рутения. Эти результаты, полученные диссертантом, будут представлены в последующих разделах диссертации.

За исключением гипермагнезиальных составов Дунитового блока, довольно узкие ряды высоко-Mg составов установлены в оливине [ $FO_{85.5-90.6}$ ] и

ортопироксене [ $Wo_{<0.1-3.0}En_{85.1-91.2}Fs_{8.1-12.5}$ ] в массиве Падос-Тундра. Тренды их кристаллизации, охарактеризованные по разрезу интрузии, показывают, что кумулятивные породы приобретают всё более эволюционированный характер по направлению к внутренней части интрузии. Таким образом, сравнительно примитивные и ранее кристаллизовавшиеся кумулаты, представляющие собой стратиграфически нижние уровни расслоенной серии, обнажаются вблизи внешней границы этого массива.

Полученные результаты приводят к заключению, что геологическая структура интрузива Падос-Тундра заметно отличается от ранних представлений (Летников и др., 1980). Вероятность эллипсоидовидного в плане строения обнажающихся кумулятивных слоёв, с развитием полуконцентрического дизъюнктивного нарушения подтверждается результатами полевых исследований и анализа современных спутниковых изображений высокого разрешения. Новые наблюдения ведут к некоторому пересмотру ранних представлений, касательно структурной позиции Дунитового блока – основной хромитоносной единицы массива Падос-Тундра. В работе (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**) представлена схема стратиграфии массива Падос-Тундры, в рамках которой стратиформные горизонты хромититов ( $Cr_2$ ,  $Cr_3$ , и  $Cr_4$ ; Дунитовый блок) локализованы в верхней части разреза расслоенной серии (рис. 7). Напротив, диссертанту вполне обоснованно представляется, что этот блок, включающий зоны хромититов (стратиформные и подиформные), с сопутствующими им проявлениями платинометалльной минерализации, кристаллизовался ранее дифференциатов Ортопироксенитовой зоны и занимает наиболее нижнюю стратиграфическую позицию в лополитовидном интрузиве (рис. 5). Такое положение обосновывается не только охарактеризованными трендами скрытой раслоенности массива, но и составами наиболее высокомагнезиальных фаз хромшпинелидов (достигающих значений  $mg\#$  0,6) и оливина ( $Fo_{93}$ ), документированные диссертантом в хромитоносном дуните - хромитите Дунитового блока.

Составы наиболее ранних фаз кумулюсного оливина  $Fo_{93}$  и ортопироксена  $En_{91}$  заметно высокомагнезиальны в массиве Падос-Тундра, отличаясь от заметно менее магнезиальных составов оливина в большинстве расслоенных массивах Балтийского щита. Эти значения в массиве Падос-Тундра наиболее близки  $Fo_{92}$  и  $En_{91.5}$  из расслоенного массива Великая Дайка (Wilson, 1996). Следовательно, предполагается повышенное содержание  $MgO$  в материнской магме интрузии Падос-Тундра, превышающее  $\sim 16$  мас.%  $MgO$  по аналогии с оценкой магнезиальности исходной магмы Великой Дайки 210.

По результатам и наблюдениям диссертанта, предполагается наличие переохлаждённого расплава и сопутствующих ему явлений метастабильной кристаллизации, проявившихся в локальном объёме расплава в восточной части массива и в Дунитовом блоке, вблизи внешнего контакта интрузива Падос-Тундра. Эти условия, вероятно, обусловили развитие сфероидов и эллипсоидов ойкокристаллов ортопироксена в Дунитовом блоке, вмещающем рудоносные зоны ЭПГ-содержащего хромитита.

Следовательно, в определённых случаях подобные ойкокристаллы и сфероиды ортопироксена могут использоваться как дополнительный критерий поиска зон хромитовой и ЭПГ-содержащей минерализации в ультрамафитах.

Развитие совершенных сфероидов (например, слева вверху на рис. 15) является потенциальным признаком переохлаждённого расплава. Как известно, круг, как геометрическая фигура, является решением так называемой «изопериметрической задачи» (проблемы). Таким образом, сфероидальная (эллипсоидальная) форма выделений пироксена в условиях переохлаждения, является вполне ожидаемой характеристикой, предназначенной максимально способствовать понижению степени потери тепла в условиях переохлаждения расплава. Формирование фаз уникальных составов, таких как аномально  $Cr-Al$ -содержащий серпентин и сульфоселенидов  $Ru$ , которые установлены работами диссертанта (охарактеризованы ниже), также может рассматриваться, как отражение метастабильных условий кристаллизации, проявившихся в Дунитовом блоке.

## Глава 2. Парагенетические ассоциации и тренды кристаллизации минералов серии хромит-магнезиохромит в массиве Падос-Тундра

### 2.1. Аналитические данные и образцы хромитсодержащих ультрамафитов

В рамках диссертационного исследования получены несколько массивов оригинальных микронзондовых данных. Первый массив данных представляет собой результаты анализов образцов стратиформных хромититов по разрезу *e-f* (рис. 2а), а также образцов Главного Хромитового Горизонта ( $Cr_2$  по данным В.П. Мамонтова и В.С. Докучаевой (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**)), ГХГ, который не обнажается на дневной поверхности в рудовмещающем Дунитовом блоке (рис. 2). Однако он ране вскрыт глубокими расчистками и двумя скважинами, а на поверхности представлен фрагментами хромититов разной морфологии и размерности (до 0,6 м в поперечнике). Валунуны и гальки хромититов, в различной степени окатанные, прослеживаются, вдоль всего простирания ГХГ (до 1,4 км) (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**).

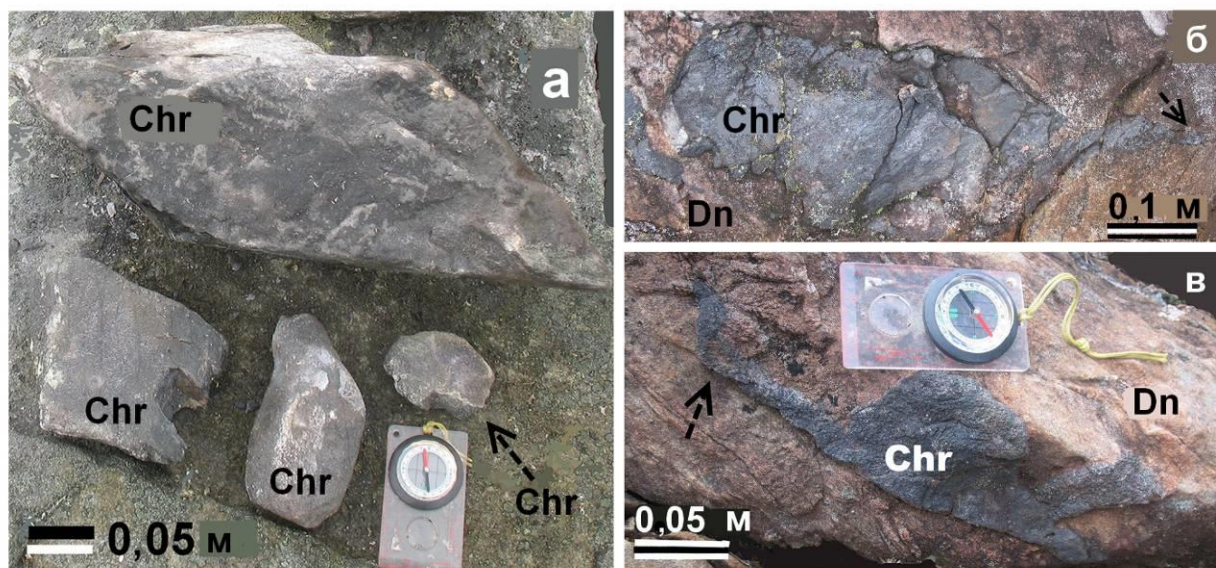


Рис. 24 (а-г). Примеры образцов с характерной морфологией валунов и галек хромитита (Chr), отобранные в районе развития Главного Хромитового Горизонта (ГХГ) в Дунитовом блоке массива Падос-Тундра. Форма галек/валунов варьирует от угловатой до окатанной (а); Сегрегации хромититов (Chr), вмещаемые *in situ* дунитом (Dn) в Дунитовом блоке. Прожилкоподобные апофизы хромитита в дунит показаны пунктирной стрелкой (б, в).

Четыре уровня стратиформных хромитоносных зон ранее установлены с учётом результатов бурения (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**). Первая зона развития хромшпинелидов ( $Cr_1$ ) располагается в эндоконтактной зоне на северо-восточном фланге интрузии и, вероятно, является зоной контактного типа (рис. 2). Три стратиформных слоя хромититов ( $Cr_2$ ,  $Cr_3$  и  $Cr_4$ ), включая ГХГ, с линзовидными обособлениями варьирующей размерности, также развиты в Дунитовом блоке (рис. 2). Представительные образцы фрагментированных и катаклазированных хромититов ГХГ различной степени окатанности даны на рис 16. Их возникновение связывается с эпохами интенсивной деформации и орогении, которые известны в регионе (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**). Кроме того, гляциальная деятельность могла быть существенным фактором, определившим значительную степень окатанности некоторых галек и валунов хромититов в зоне простираания ГХГ (рис. 24).

Второй массив аналитических данных относится к сегрегациям хромититов (до 0,5 м размером), которые локализованы *in situ* в дунитах Дунитового блока. Они имеют неправильные формы и нередко образуют прожилки и апофизы во вмещающем дуните (рис. 24). Сегрегации хромитита в Дунитовом блоке слагающие рудоносные зоны неправильных очертаний с варьирующими количествами рудного хромитового компонента: вкрапленные и густовкрапленные руды (>10-15 объём.% хромита). Эта минерализация охарактеризована третьим массивом аналитических результатов.

Индивидуальные выделения хромита в хромититах Дунитового блока, большей частью, субидиоморфные и мелкие (до 1-3 мм) (рис. 25). Узкие каймы неизменно присутствуют во всех разновидностях хромитового оруденения сегрегаций и рассеянной минерализации (рис. 26 б-г). Ядерные зоны зёрен хромита имеют Mg-доминантные составы и соответствуют магнезиохромиту, наиболее высокомагнезиальному в ядрах стратиформных хромшпинелидов Дунитового блока.

Четвёртый массив аналитических данных представляет вариации составов зёрен акцессорного хромита в Ортопироксенитовой зоне вне Дунитового блока. Зёрна акцессорных хромшпинелидов отличает особо мелкая размерность ( $\leq 0,05-0,3$  мм); типично, они субгедральные (рис. 2б) и развиты спорадически в комагматичной последовательности ультрамафитовых пород расслоенной серии (ортопироксенит, оливинный ортопироксенит, гарцбургит и дунит), которые обнажаются в коренных выходах вдоль траверсы *a-b* (рис. 2). Скрытые вариации составов оливина и ортопироксена были охарактеризованы выше. Все четыре массива аналитических результатов выполнены методом количественного электронно-микроскопического анализа (WDS).



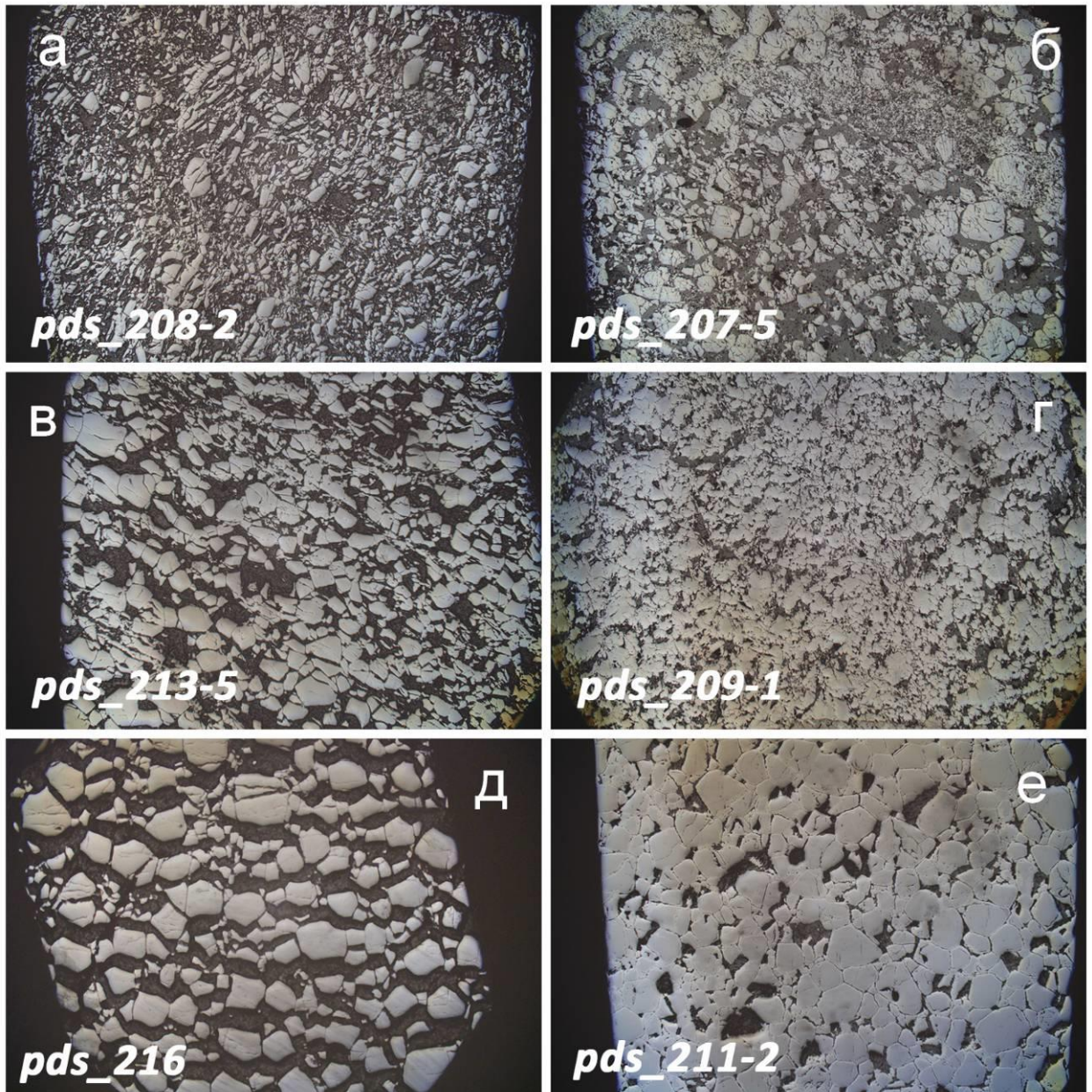


Рис. 25. Текстуры особенности хромитов в массиве Падос-Тундра, Кольский по-  
 в: (а, б, г) хромиты разных морфотипов Дунитового блока; (в, е) хромиты из сегрегаций  
*in situ* в дуните Дунитового блока; (д) богатые хромитом обособления (хромиты) в зонах  
 рассеянной хромитовой минерализации в Дунитовом блоке. Фотографии в отражённом  
 свете.



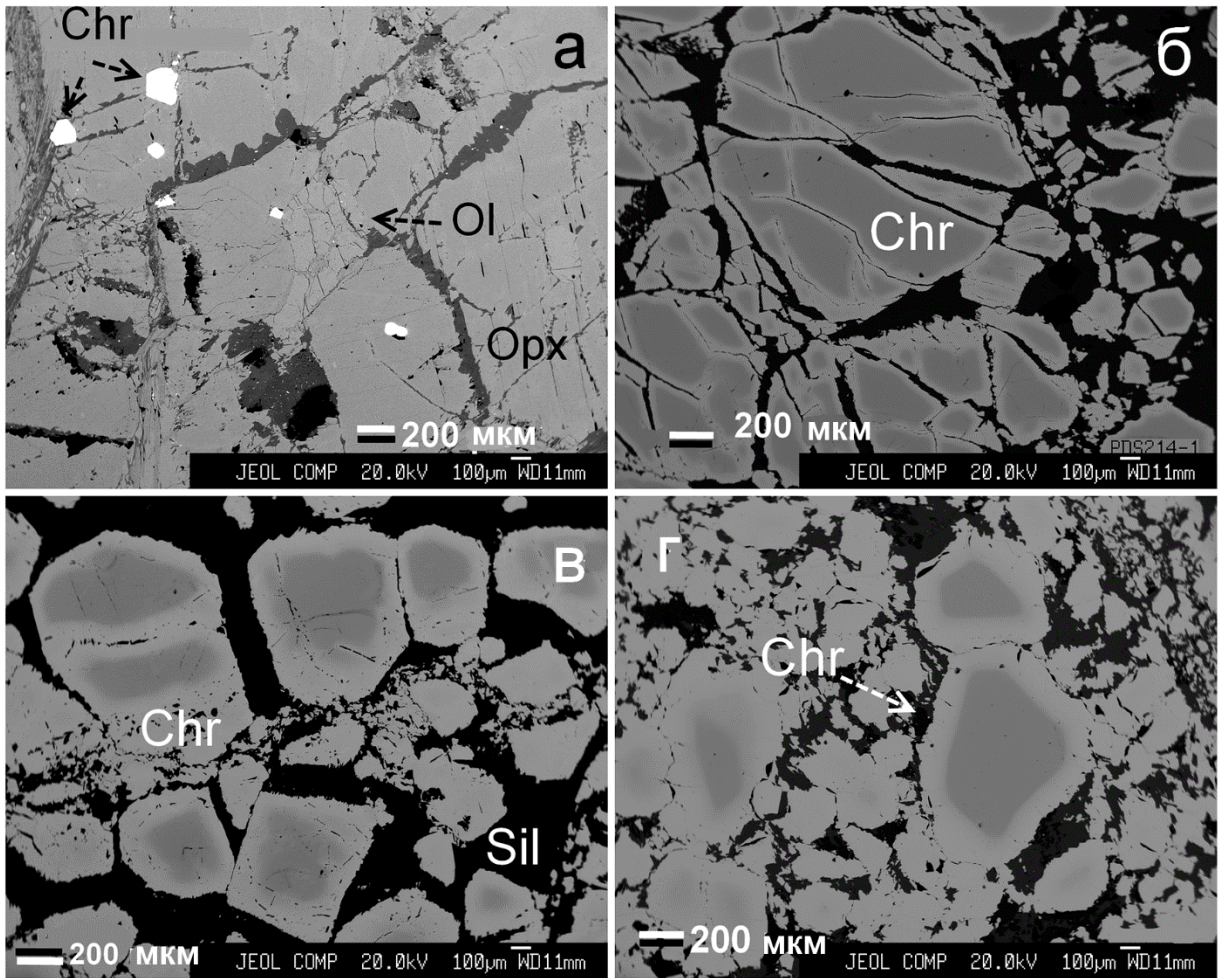


Рис. 26. Изображения в обратнорассеянных электронах, показывающие проявления хромита (Chr) в разных ассоциациях массива Падос-Тундра. (а) акцессорные зёрна субгедрального хромита (Chr) в оливиновом ортопироксените, Ol оливин, Opx ортопироксен; (б) богатая рассеянная хромитовая минерализация (участок) развитая в дуните *in situ*, Дунитовый блок; (в, г) зональные зёрна хромита в образцах стратиформных хромититов Дунитового блока, Sil силикатный минерал.

## 2.2. Составы хромшпинелидов массива Падос-Тундра

Акцессорные зёрна хромита относительно обогащены железом и обеднены магнием (табл. 15, 16). Результаты, полученные диссертантом, приводят к выводу о существовании скрытой расслоенности, выявленной в образцах



отобранных вдоль траверсы *a-b* (рис. 2). Тренд, выраженный в значениях индекса *mg#* [ $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})$ ], заметно подобен охарактеризованному ранее тренду кристаллизации ортопироксена (рис. 8). Значения индекса *cr#* [ $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ ] не обнаруживают систематического вариационного тренда, и нижний предел значений близок 0,7 (рис. 27).

Таблица 15

Вариации составов аксессуарных зёрен хромита (мас.%) в ультрамафитовых породах массива Падос-Тундра

No.	Проба №	(м)	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>(общ)</sub>	FeO <sub>(выч)</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3(выч)</sub>
1	PDS1	50	0.16	14.48	50.31	0	27.36	23.42	4.38
2	PDS3	120	0.17	12.03	54.13	0.02	25.85	22.26	3.99
3	PDS5	210	0.11	12.81	53.06	0	26.90	23.50	3.78
4	PDS11	455	0.10	12.10	53.86	0.01	26.30	22.79	3.91
5	PDS27	1025	0.16	14.48	50.31	0	27.36	23.42	4.38
6	PDS41	1650	0.30	11.21	52.63	0.10	30.48	26.32	4.61
7	PDS44	1745	0.32	11.04	51.91	0.12	30.29	26.35	4.37
8	PDS50	1915	0.24	10.62	52.61	0.11	30.97	26.72	4.71
9	PDS54	2060	0.28	10.84	52.45	0.13	31.31	26.79	5.03
10	PDS64	2445	0.26	9.68	54.07	0.06	30.52	26.32	4.67
11	PDS75	2925	0.50	14.10	48.71	0.06	31.11	26.54	5.08
12	PDS77	3025	0.22	10.08	53.50	0.15	31.13	26.95	4.65
13	PDS80	3145	0.62	8.27	52.63	0.11	34.00	27.66	7.04
14	PDS82	3215	1.05	6.95	52.01	0.14	35.85	28.46	8.21
15	PDS86	3355	0.26	11.70	51.54	0.15	30.88	25.85	5.59
16	PDS88	3440	0.20	2.05	54.47	0.08	40.24	28.49	13.05
17	PDS90	3540	0.29	11.88	52.07	0.22	30.34	26.38	4.40
18	PDS93	3650	0.16	4.90	51.73	0.05	39.65	28.02	12.92
19	PDS94	3900	0.48	14.07	50.67	0.06	26.94	23.10	4.27
20	PDS95	3950	0.34	16.27	49.64	0.09	23.61	20.22	3.77
21	PDS96	3985	0.86	3.80	57.82	0.18	33.61	27.89	6.36
22	PDS97	4055	0.40	12.42	51.29	0.21	29.10	24.61	4.99
23	PDS103	–	0.33	6.71	57.05	0.07	31.29	26.87	4.91
24	PDS106	–	0.73	4.28	57.30	0.37	33.11	27.88	5.81
25	PDS107	–	0.28	11.49	55.16	0.13	25.15	22.15	3.34
26	PDS108	–	0.54	7.42	50.40	0.19	37.83	28.43	10.45
27	PDS110	–	1.48	1.46	33.80	0.47	58.08	29.97	31.24
28	PDS111	–	0.52	9.03	50.84	0.08	34.71	26.88	8.70
29	PDS214	ДБ	0.31	11.34	51.30	0.21	29.37	22.84	7.26
30	PDS216	ДБ	0.39	11.82	51.16	0.15	28.22	22.17	6.72

Таблица 15 (продолжение)

MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
0.38	6.70	0.06	0.49	100.37
0.35	7.42	0.08	0.28	100.72
0.46	6.46	0.07	0.51	100.76
0.33	7.04	0.09	0.19	100.42
0.38	6.70	0.06	0.49	100.37
0.39	4.65	0.04	0.45	100.69
0.46	4.27	0.04	0.50	99.40
0.49	4.05	0.03	0.55	100.14
0.49	4.22	0.01	0.51	100.74
0.61	4.14	0.01	0.74	100.54
0.36	4.84	0.06	0.67	100.92
0.55	3.88	0.04	0.57	100.59
0.59	3.56	0.06	0.43	100.96
0.50	3.18	0.09	0.47	101.05
0.49	5.04	0.05	0.33	100.98
0.62	2.25	0.046	0.32	101.58
0.50	4.68	0.04	0.36	100.82
0.51	2.87	0.06	0.36	101.56
0.36	7.15	0.13	0.39	100.67
0.22	9.31	0.12	0.14	100.12
0.51	3.21	0.03	0.39	101.05
0.57	5.80	0.06	0.54	100.88
0.53	3.75	0.04	0.47	100.73
0.42	2.92	0.06	0.72	100.49
0.35	7.58	0.07	0.17	100.72
0.56	3.06	0.08	0.32	101.44
0.32	1.73	0.35	0.27	101.09
0.49	4.30	0.06	0.23	101.12
0.65	6.85	0.07	0.44	101.27
0.65	7.34	0.08	0.38	100.85

*Примечание.* Результаты электронно-микроскопических анализов получены методом WDS на установке JEOL JXA-8100. № 1-22 относятся к образцам акцессорных зёрен хромита, отобранных в ультрамафитах расслоенной серии вдоль траверсы *a-b* (рис. 2). №23-28 относятся к другим образцам акцессорных зёрен хромита в ультрамафитах массива Падос-Тундра. Номера №29 и 30 (PDS-214 и 216) являются примерами богатой рассеянной минерализации (варьирующей до хромититов) в дунитах Дунитового блока (ДБ). Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1.

Таблица 16

Атомные соотношения в формулах акцессорных зёрен хромита из ультрамафитовых кумулатов массива Падос-Тундра

	<b>Mg</b>	<b>Fe<sup>2+</sup></b>	<b>Mn</b>	<b>Zn</b>	<b>Ni</b>	<b>Σ</b>
1	0.33	0.65	0.011	0.012	0.002	1.01
2	0.37	0.62	0.010	0.007	0.002	1.01
3	0.32	0.65	0.013	0.013	0.002	1.00
4	0.35	0.64	0.009	0.005	0.002	1.01
5	0.33	0.65	0.011	0.012	0.002	1.01
6	0.24	0.75	0.011	0.011	0.001	1.01
7	0.22	0.76	0.013	0.013	0.001	1.01
8	0.21	0.77	0.014	0.014	0.001	1.01
9	0.21	0.77	0.014	0.013	0.000	1.01
10	0.21	0.76	0.018	0.019	0.000	1.01
11	0.24	0.74	0.010	0.017	0.002	1.01
12	0.20	0.78	0.016	0.014	0.001	1.01
13	0.18	0.80	0.017	0.011	0.002	1.01
14	0.17	0.83	0.015	0.012	0.003	1.03
15	0.25	0.73	0.014	0.008	0.001	1.00
16	0.12	0.86	0.019	0.008	0.001	1.01
17	0.24	0.75	0.014	0.009	0.001	1.01
18	0.15	0.83	0.015	0.009	0.002	1.01
19	0.35	0.64	0.010	0.009	0.003	1.01
20	0.45	0.55	0.006	0.003	0.003	1.01
21	0.17	0.83	0.015	0.010	0.001	1.03
22	0.29	0.69	0.016	0.013	0.002	1.01
23	0.20	0.78	0.016	0.012	0.001	1.01
24	0.16	0.83	0.013	0.019	0.002	1.02
25	0.38	0.62	0.010	0.004	0.002	1.02
26	0.16	0.83	0.016	0.008	0.002	1.02
27	0.09	0.92	0.010	0.007	0.010	1.04
28	0.22	0.77	0.014	0.006	0.002	1.01
29	0.34	0.64	0.018	0.011	0.002	1.01
30	0.36	0.62	0.018	0.009	0.002	1.01

Таблица 16 (продолжение)

	<b>Cr</b>	<b>Al</b>	<b>Fe<sup>3+</sup></b>	<b>Ti</b>	<b>V</b>	<b>Σ</b>	<b>mg#</b>	<b>cr#</b>	<b>fe3+#</b>
1	1.32	0.57	0.11	0.004	0	2.00	0.33	0.70	0.05

2	1.42	0.47	0.10	0.004	0	1.99	0.37	0.75	0.05
3	1.40	0.50	0.09	0.003	0	1.99	0.32	0.74	0.05
4	1.42	0.48	0.10	0.003	0	2.00	0.35	0.75	0.05
5	1.32	0.57	0.11	0.004	0	2.00	0.33	0.70	0.05
6	1.41	0.45	0.12	0.008	0.003	1.99	0.23	0.76	0.06
7	1.42	0.45	0.11	0.008	0.003	1.99	0.22	0.76	0.06
8	1.43	0.43	0.12	0.006	0.003	1.99	0.21	0.77	0.06
9	1.42	0.44	0.13	0.007	0.004	2.00	0.21	0.76	0.07
10	1.47	0.39	0.12	0.007	0.002	1.99	0.21	0.79	0.06
11	1.29	0.56	0.13	0.013	0.002	2.00	0.24	0.70	0.06
12	1.46	0.41	0.12	0.006	0.004	2.00	0.20	0.78	0.06
13	1.44	0.34	0.18	0.016	0.003	1.98	0.18	0.81	0.09
14	1.44	0.29	0.22	0.028	0.004	1.98	0.16	0.83	0.11
15	1.38	0.47	0.14	0.007	0.004	2.00	0.25	0.75	0.07
16	1.55	0.09	0.35	0.005	0.002	2.00	0.12	0.95	0.18
17	1.39	0.47	0.11	0.007	0.006	1.98	0.23	0.75	0.06
18	1.44	0.20	0.34	0.004	0.001	1.99	0.15	0.88	0.17
19	1.32	0.55	0.11	0.012	0.001	1.99	0.35	0.71	0.05
20	1.27	0.62	0.09	0.008	0.002	1.99	0.45	0.67	0.05
21	1.62	0.16	0.17	0.023	0.005	1.98	0.17	0.91	0.09
22	1.36	0.49	0.13	0.010	0.006	2.00	0.29	0.73	0.06
23	1.58	0.28	0.13	0.009	0.002	2.00	0.19	0.85	0.07
24	1.61	0.18	0.16	0.020	0.011	1.98	0.15	0.90	0.08
25	1.45	0.45	0.08	0.007	0.003	1.99	0.37	0.76	0.04
26	1.39	0.30	0.27	0.014	0.005	1.98	0.16	0.82	0.14
27	0.98	0.06	0.86	0.041	0.014	1.96	0.09	0.94	0.45
28	1.38	0.37	0.22	0.014	0.002	1.99	0.22	0.79	0.11
29	1.35	0.45	0.18	0.008	0.006	1.99	0.34	0.75	0.09
30	1.35	0.46	0.17	0.010	0.004	1.99	0.36	0.74	0.09

*Примечание.* Составы хромита (в мас.%) даны в табл. 15. Формулы вычислены на основе 4 атомов кислорода на формульную единицу, исходя из принципа сохранения баланса зарядов. Рассчитанные значения приведённых индексов представляют собой следующие отношения:  $mg\# = [Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn+Zn)]$ ;  $cr\# = [Cr/(Cr+Al)]$ ; и  $fe^{3+\#} = [Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+})]$ .

Представительные составы хромита-магнезиохромита (мас.%) из хромититовых сегрегаций и фрагментов стратиформных хромититов, Дунитовый блок, массив Падос-Тундра

№ п/п	Проба №	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>(общ)</sub>	FeO <sub>(выч)</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>(выч)</sub>
1	PDS211(C)	0.32	11.24	50.65	0.15	29.58	22.95	7.37
2	PDS211(C)	0.25	11.47	51.15	0.13	28.89	22.55	7.04
3	PDS213(C)	0.34	12.07	50.97	0.12	28.77	22.98	6.44
4	PDS213(C)	0.25	11.87	49.91	0.13	29.34	22.91	7.14
5	PDS202(C)	0.12	10.31	53.26	0.09	22.99	15.24	8.61
6	PDS202(C)	0.62	9.21	52.82	0.06	24.56	16.12	9.38
7	PDS207(C)	0.22	9.70	51.97	0.08	24.98	16.03	9.94
8	PDS207(R)	0.22	3.16	49.48	0.02	36.19	18.65	19.48
9	PDS207(C)	0.17	8.22	51.55	0.08	27.27	16.52	11.95
10	PDS209(C)	0.13	11.92	52.09	0.12	23.52	16.20	8.14
11	PDS209(C)	0.65	10.82	51.30	0.11	25.13	16.97	9.07
12	PDS208(C)	0.12	11.43	51.57	0.13	24.78	17.21	8.41
13	PDS208(C)	0.17	9.37	50.47	0.15	28.12	17.83	11.43
14	PDS205(C)	0.13	11.21	51.99	0.08	24.36	15.96	9.34
15	PDS205(C)	0.31	11.23	52.17	0.11	23.92	16.17	8.61
16	PDS201(C)	1.87	10.66	51.97	0.12	22.31	16.52	6.44
17	PDS201(C)	0.36	11.70	52.88	0.14	21.24	14.73	7.23
18	PDS201(R)	0.30	3.55	49.30	0.08	35.24	18.06	19.09
19	PDS203(C)	0.16	9.35	52.16	0.09	27.35	18.09	10.30
20	PDS203(C)	0.13	10.68	52.81	0.05	24.99	17.21	8.65

Таблица 17 (продолжение)

№ п/п	Проба №	MnO	MgO	NiO
1	PDS211(C)	0.72	6.39	0.04
2	PDS211(C)	0.69	6.73	0.05
3	PDS213(C)	0.56	6.66	0.07
4	PDS213(C)	0.61	6.41	0.06
5	PDS202(C)	0.99	10.87	0.04
6	PDS202(C)	1.11	10.47	0.05
7	PDS207(C)	1.08	10.34	0.06
8	PDS207(R)	1.40	7.85	0.22
9	PDS207(C)	1.08	9.84	0.07
10	PDS209(C)	0.80	10.67	0.02
11	PDS209(C)	0.91	10.28	0.05
12	PDS208(C)	1.00	9.79	0.08
13	PDS208(C)	0.98	9.17	0.09
14	PDS205(C)	1.04	10.78	0.04

15	PDS205(C)	1.02	10.76	0.05
16	PDS201(C)	1.01	11.36	0.03
17	PDS201(C)	0.98	11.71	0.04
18	PDS201(R)	1.38	8.36	0.21
19	PDS203(C)	0.99	9.22	0.08
20	PDS203(C)	0.94	9.97	0.06

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов получены методом WDS на установке JEOL JXA-8100. № 1–4 относятся к образцам хромититов в сегрегациях *in situ* в дуните Дунитового блока, № 5–20 относятся к фрагментам (валунам и галькам) хромититов, отобраным в зоне развития Главного Хромитового Горизонта (ГХГ). "С" означает «ядра» и "R" - «каймы» в зональных зёрнах хромита. Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1.

Таблица 18

Атомные соотношения в формулах хромита-магнезиохромита в хромититах в сегрегациях и фрагментах ГХГ в Дунитовом блоке, массив Падос-Тундра

	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Zn	Ni	Σ
1	0.32	0.65	0.021	0.020	0.001	1.01
2	0.34	0.63	0.019	0.019	0.001	1.01
3	0.33	0.64	0.016	0.019	0.002	1.01
4	0.32	0.65	0.018	0.019	0.002	1.01
5	0.53	0.42	0.027	0.025	0.001	1.00
6	0.51	0.44	0.031	0.024	0.001	1.01
7	0.51	0.44	0.030	0.019	0.002	1.00
8	0.40	0.54	0.041	0.015	0.006	1.00
9	0.49	0.46	0.031	0.018	0.002	1.00
10	0.52	0.44	0.022	0.025	0.000	1.01
11	0.50	0.46	0.025	0.025	0.001	1.01
12	0.48	0.47	0.028	0.020	0.002	1.00
13	0.46	0.50	0.028	0.020	0.002	1.01
14	0.52	0.43	0.029	0.018	0.001	1.00
15	0.52	0.44	0.028	0.017	0.001	1.01
16	0.55	0.45	0.028	0.015	0.001	1.04
17	0.57	0.40	0.027	0.016	0.001	1.01
18	0.43	0.52	0.040	0.012	0.006	1.01
19	0.46	0.50	0.028	0.017	0.002	1.01
20	0.49	0.47	0.026	0.018	0.002	1.01

Таблица 18 (продолжение)

	Cr	Al	Fe <sup>3+</sup>	Ti	V	Σ	mg#	cr#	fe3+#
1	1.35	0.45	0.19	0.008	0.004	2.00	0.32	0.75	0.09
2	1.35	0.45	0.18	0.006	0.004	1.99	0.33	0.75	0.09
3	1.34	0.47	0.16	0.009	0.003	1.98	0.33	0.74	0.08
4	1.33	0.47	0.18	0.006	0.003	1.99	0.32	0.74	0.09
5	1.38	0.40	0.21	0.003	0.002	2.00	0.53	0.78	0.11
6	1.38	0.36	0.23	0.015	0.002	1.99	0.51	0.79	0.12
7	1.36	0.38	0.25	0.006	0.002	2.00	0.51	0.78	0.12
8	1.35	0.13	0.51	0.006	0	2.00	0.40	0.91	0.25
9	1.36	0.32	0.30	0.004	0.002	1.99	0.49	0.81	0.15
10	1.34	0.46	0.20	0.003	0.003	2.01	0.51	0.75	0.10
11	1.33	0.42	0.22	0.016	0.003	1.99	0.49	0.76	0.11
12	1.34	0.44	0.21	0.003	0.003	2.00	0.48	0.75	0.10
13	1.33	0.37	0.29	0.004	0.004	2.00	0.46	0.78	0.14
14	1.33	0.43	0.23	0.003	0.002	2.00	0.52	0.76	0.11
15	1.34	0.43	0.21	0.008	0.003	1.99	0.52	0.76	0.11
16	1.34	0.41	0.16	0.046	0.003	1.96	0.53	0.77	0.08
17	1.36	0.45	0.18	0.009	0.004	2.00	0.56	0.75	0.09
18	1.34	0.14	0.50	0.008	0.002	1.99	0.43	0.90	0.25
19	1.37	0.37	0.26	0.004	0.002	2.01	0.45	0.79	0.13
20	1.37	0.41	0.21	0.003	0.001	1.99	0.49	0.77	0.11

*Примечание.* Составы хромита (в мас.%) даны в табл. 17. Формулы вычислены на основе 4 атомов кислорода на формульную единицу, исходя из принципа сохранения баланса зарядов. Рассчитанные значения приведённых индексов представляют собой следующие отношения:  $mg\# = [Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn + Zn)]$ ;  $cr\# = [Cr/(Cr + Al)]$ ; и  $fe^{3+\#} = [Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+})]$ .

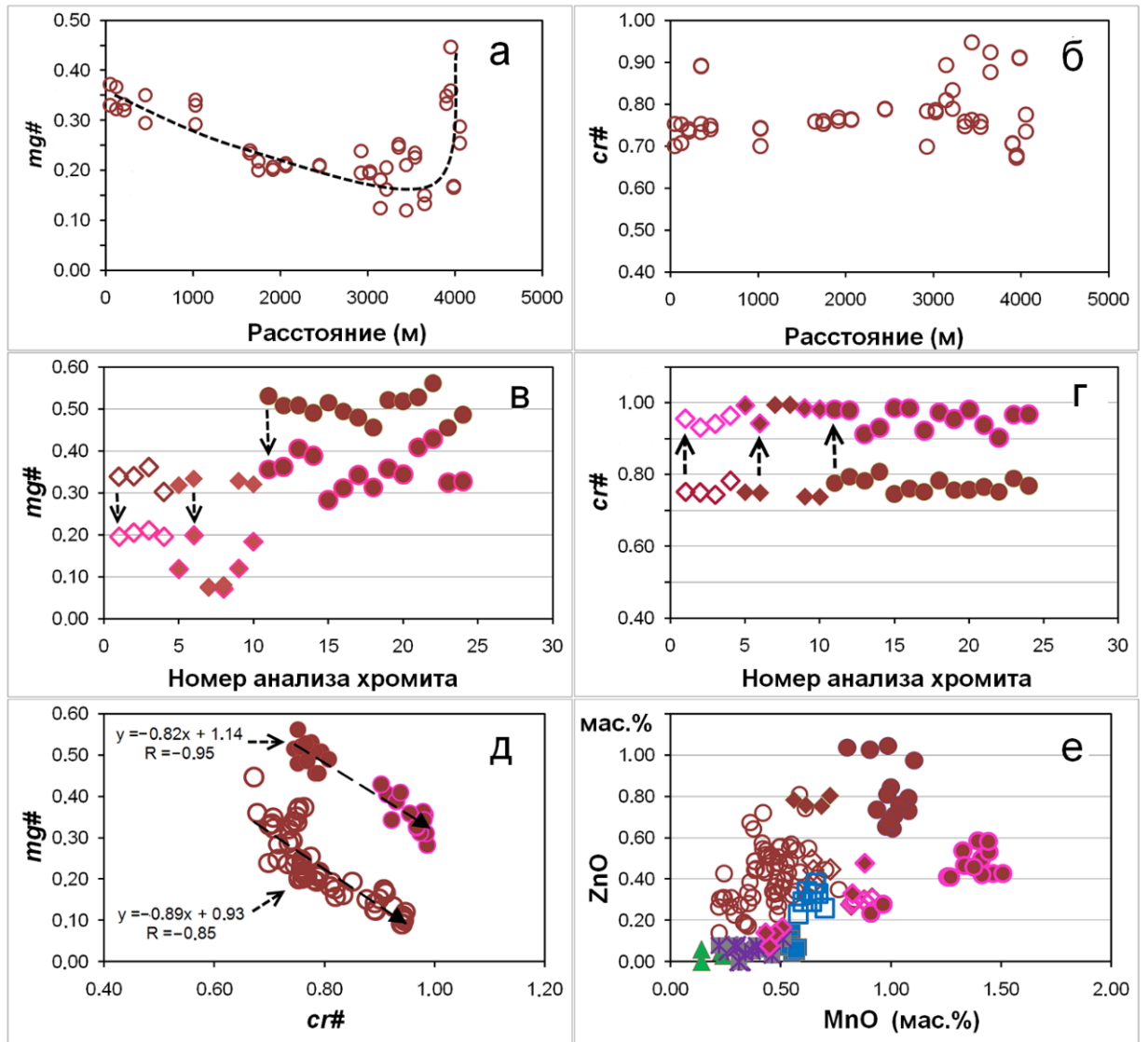


Рис. 27 (а-е). Скрытые вариации значений  $mg\#$  (а) и  $cr\#$  (б) установленные в составах зёрен акцессорного хромита в ультрамафитах массива Падос-Тундра по профилю  $a-b$  (местоположение траверсы показано на рис 2). Пунктирная стрелка показывает характер изменения составов в отношении  $mg\#$  (рис. 27в) и  $cr\#$  (рис. 27г), в направлении «от ядра к кайме», в зональных зёрнах хромита. Вариации, образующие линейную зависимость (рис. 27д), установлены для ассоциации акцессорного хромита в этих ультрамафитах (вдоль траверсы  $a-b$ ); точки составов линейного тренда показаны полыми коричневыми кружками (рис. 27д). Другие символы на этом рисунке: коричневые полые ромбы обозначают составы ядер (окаймлённых алым цветом для фаз *каймы* в этих зёрнах) хромитовых зёрен в богатой рассеянной минерализации Дунитового блока. Коричневые затушёванные ромбы обозначают ядра зёрен хромита (вновь с алыми каймами по периметру для символического обозначения составов *кайм*) в сегрегациях Дунитового блока. Этот линейный тренд почти параллелен и конформен тренду «ядро  $\rightarrow$  кайма», установленному для зональных зёрен хромита в хромититах ГХГ. Символы составов зональных зёрен хромита из ГХГ имеют следующий



вид: коричневые затушёванные кружки для обозначения *ядер* и алые каймы (по окружности символа) для обозначения *кайм*. Уравнения и значения коэффициента линейной корреляции (R) показаны на этих графиках для обоих трендов. Рис. 27е. Диаграмма MnO (мас.%) – ZnO (мас.%), показывающая вариации составов зёрен хромита из разных ассоциаций массива Падос-Тундра (символы те же, что на рис. 27 а-д). Для сопоставления, показаны представительные составы хромшпинелидов из расслоенных интрузий (возраста 2,4-2,5 млрд лет) Фенноскандинавского щита: (1) Бураковский, Карелия, показаны синим полым квадратом для *акцессорных* зёрен и синим затушёванным квадратом для *стратиформных* хромитовых горизонтов (Лавров и др., 2004), 1987); (2) Мончеплутон, Кольский по-в, отражены зелёным затушёванным треугольником в *хромититах* Сопчеозёрского месторождения (Нерадовский и др., 2008; Чащин и др., 1999). Зелёным полым треугольником нанесены составы хромититовой сегрегации в гарцбургите г. Кумужьей, Мончеплутон 102 (3) Кеми, Финляндия, показаны фиолетовыми затушёванными звёздочками (по данным (Gornostayev et al., 2000) и полыми звёздочками (Alapieti et al., 2005).

Полученные данные показывают, что величина индекса  $mg\#$ , в общем, закономерно понижается по направлению к центральной части интрузивного массива Падос-Тундра (рис. 27). Отмечается резкое увеличение значений  $mg\#$  в зёрнах акцессорного хромита по направлению к Дунитовому блоку (рис. 27). Характерно систематически более высокое, по отношению к периферийным зонам (каймам), значение  $mg\#$  в ядрах хромитовых зёрен во всех типах хромитового оруденения, зоны которого вмещаются Дунитовым блоком: ГХГ, сегрегации и богатая рассеянная минерализация, варьирующая по модальному содержанию хромита вплоть до хромититовых обособлений.

Максимальная степень магнезиальности ( $mg\# \sim 0,6$ ) установлена в ядрах зональных зёрен хромита в ГХГ (табл. 17, 18). Представительные составы хромитовых ядер в разных образцах галек и валунов хромититов ГХГ хорошо согласуются друг с другом. Аналитические результаты (WDS) в этой части диссертационного исследования были получены на основе изучения шести образцов хромититов, отобранных в зоне развития ГХГ.

Важно отметить, что, в рамках сопоставления содержаний главных компонентов, ядра зёрен хромита-магнезиохромита из ГХГ, фактически, не отличаются от ранних фаз хромшпинелидов из хромититовых месторождений и рудопроявлений расслоенных интрузий (возрастом ~2,5 млрд лет): Мончеплутон (Сопчеозёрское месторождение), Кольский по-в, Бураковская интрузия (Карелия), и массив Кеми, Финляндия (рис. 27).

Значения  $mg\#$  в каймах зональных зёрен из ГХГ близки ядерным зонам хромита из сегрегаций (рис. 27). В противоположность этому, значения индекса  $cr\#$  фактически неизменны во всех разновидностях хромита в рудоносных зонах Дунитового блока (рис. 27). Кроме того, во всех зональных текстурах вариации от ядра к кайме выражены нормальным понижением значений  $mg\#$  и относительным возрастанием  $cr\#$  (с соответствующим увеличением значений хромитового компонента в составах), которые являются следствием систематического понижения шпинелевого компонента, приводящего к возрастанию атомного отношения Cr:Al (рис. 27).

На диаграмме  $mg\# - cr\#$ , вариации составов «ядро → кайма», наблюдаемые в хромитовых зёрнах из ГХГ, образуют тренд, согласный и суб – параллельный тренду, установленному для зёрен акцессорного хромита в ультраосновных кумулатах расслоенной серии (рис. 27). В дополнение к этому, все наблюдаемые в массиве Падос-Тундра ассоциации хромшпинелидов следуют нормальному тренду кристаллизации с возрастанием значений индекса  $fe^{3+}\#$  [ $Fe^{3+}:(Cr + Al + Fe^{3+})$ ] (рис. 28).

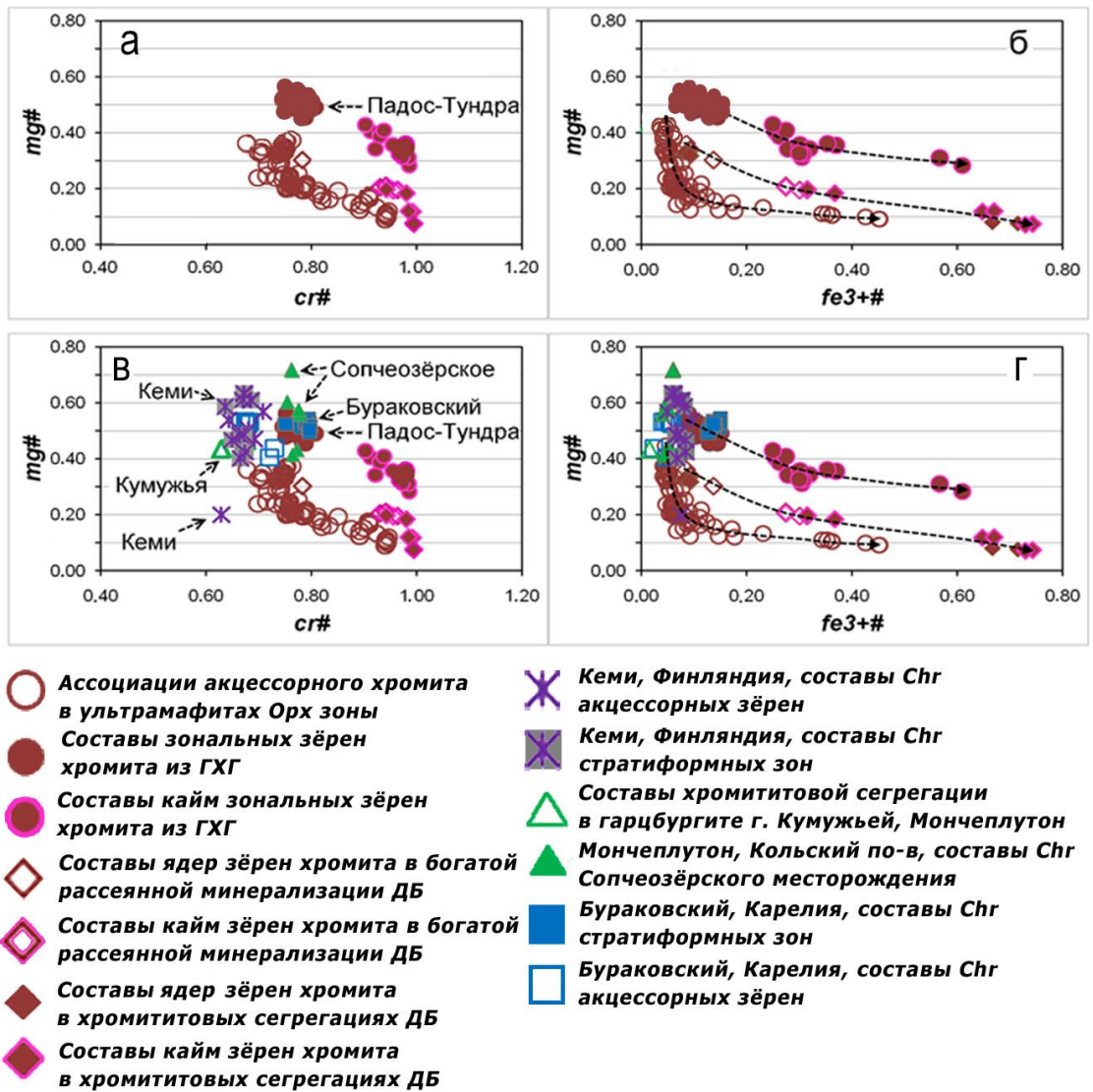


Рис. 28 (а, б). Диаграммы  $mg\# - cr\#$  (а) и  $mg\# - fe3+\#$  (б), показывающие вариации составов зёрен хромита из различных ассоциаций и рудоносных зон массива Падос-Тундра. Использованы те же самые символы, что и на рис. 27.

Уровни содержания малых элементов-примесей - Zn и Mn, являются весьма характерными в составах акцессорных зёрен хромшпинелидов в породах расслоенной серии массива Падос-Тундра: 0,14-0,81, среднее 0,42 мас.% ZnO, и 0,22-0,83, среднее 0,45 мас.% MnO, по результатам 67 WDS анализов ( $n = 67$ : рис. 27). Эти ряды согласуются с вариациями, сообщёнными в литературе для зёрен акцессорного хромита в ультрамафитовых породах Бураковского массива: 0,23-0,38, среднее 0,31 мас.% ZnO, и 0,58-0,70, среднее 0,64 мас.% MnO ( $n=8$ ) (Лавров и др., 1987). Однако, ядерные части зональных

хромитовых зёрен из ГХГ в массиве Падос-Тундра существенно отличаются тем, что значительно обогащены примесями Zn и Mn (до 1,04 мас.% ZnO; и до 1,1 мас.%, соответственно). Отмечается особенная черта в составах зёрен хромита: каймы обеднены Zn по сравнению с ядрами этих зерен: до 0,6 мас.% ZnO в зонах каймы (рис. 27).

### 2.3. Проявления магнезиального ильменита в массиве Падос-Тундра

В массиве Падос-Тундра, ильменит найден спорадически в качестве небольших акцессорных, частично субгедральных или ангедральных зёрен, обычно  $\leq 20$  до 50 мкм по удлинению. Они располагаются в интерстициях зёрен оливина и ортопироксена. Составы нескольких зёрен показывают довольно высокую магнезиальность (0,2 атомов Mg на формульную единицу, а.ф.е.; или до ~20 мол.% гейкилитового компонента); они бедны Cr и, в особенности, Al (<0.01 а.ф.е. каждого элемента; табл. 19).

Таблица 19

Составы акцессорных зёрен магнезиального ильменита в массиве Падос-Тундра

	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма
Мас.%								
1	0.01	53.35	0.25	39.68	0.43	5.06	0.12	99.07
2	<0.01	53.77	0.11	40.15	0.44	5.04	0.12	99.78
3	<0.01	53.83	0.23	40.41	0.45	5.09	0.12	100.36
4	0	54.74	0.06	39.71	0.60	4.78	0.12	100.15
5	0.02	54.56	0.12	39.79	0.58	4.85	0.13	100.26
6	0.02	53.31	0.27	39.73	0.57	4.86	0.11	98.87

Атомные соотношения (в расчёте на O=3)

	Fe	Mg	Mn	Ni	Σ	Ti	Cr	Nb
1	0.82	0.19	0.01	0.002	1.01	0.99	0.005	<0.001
2	0.82	0.18	0.01	0.002	1.02	0.99	0.002	<0.001
3	0.82	0.18	0.01	0.002	1.02	0.99	0.004	<0.001
4	0.81	0.17	0.01	0.002	1.00	1.00	0.001	0
5	0.81	0.18	0.01	0.003	1.00	1.00	0.002	<0.001
6	0.82	0.18	0.01	0.002	1.01	0.99	0.005	<0.001

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов получены методом WDS на установке JEOL JXA-8100. Содержание Al не установлено ( $\leq 0,01\%$   $Al_2O_3$ ) во всех точечных анализах. Незначительная примесь V, выраженная в форме  $V_2O_5$  (не обнаружено – 0,23%) включена в сумму.

#### **2.4. Эволюционные тренды кристаллизации хромшпинелидов в массиве Падос-Тундра**

Три парагенетические ассоциации хромшпинелидов выявлены в ультрамафитовых кумулатах массива Падос-Тундра. Первая ассоциация представлена зональными зёрнами хромита в стратиформных хромититах, включая ГХГ в Дунитовом блоке. Эти ядерные зоны характеризуются весьма высокими и максимальными (в масштабе массива) значениями  $mg\#$ :  $\sim 0.5 - 0.6$ ; следует отметить, что Mg-доминантные составы отвечают магнезиохромиту.

Вторая ассоциация проявляется в двух текстурных формах: как рудные зоны «неправильной» морфологии, богатые хромитом (также зональным по составу), локально до хромититов, и связанных с ними сегрегаций хромититов, формирующих жиловидные апофизы во вмещающий дунит Дунитового блока.

Как отмечалось, третья ассоциация представлена акцессорными зёрнами хромита в переслаивающихся ультрамафитовых кумулатах Ортопироксенитовой зоны, находящихся вне Дунитового блока, и представляющих собой акцессорные фазы в основном объёме интрузивного тела. Составы зёрен хромшпинелидов этой ассоциации обнаруживают закономерные вариации (рис. 27) по разрезу расслоенной серии (вдоль профиля *a-b*). Наблюдаемый тренд скрытой расслоенности, установленный для зёрен акцессорного хромита, практически параллелен и конформен тренду вариаций значений  $mg\#$ , который установлен для ортопироксена, сосуществующего хромитом (рис. 8, 27). Таким образом, зёрна акцессорного хромита в породах Ортопироксенитовой зоны, вероятно, кристаллизовались после оливина и почти одновременно с сосуществующими зёрнами ортопироксена. Вариации, установленные вдоль траверсы *a-b*, подтверждают сделанный ранее вывод о том, что более примитивные кумулаты обнажаются вблизи внешнего контакта

интрузивного тела, в то время как относительно эволюционированные породы комагматичной серии локализуются в центральной части массива. Наблюдается тенденция сравнительного возрастания значений  $mg\#$  в составах акцессорного хромита по направлению к Дунитовому блоку в этом тренде, с резко ступенчатым возрастанием индекса  $mg\#$  (рис. 27).

Таким образом, Дунитовый блок действительно представляет собой особую рудоносную мегациклическую единицу массива, так как именно там сосредоточены основные зоны хромитовой минерализации (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**). Как отмечалось ранее, настоящим диссертационным исследованием сделан вывод, что этот блок представляет собой фрагмент Дунитовой зоны и залегает в нижней части расслоенной серии, что подтверждается, в том числе, обнаружением наиболее высокофорстеритового оливина ( $Fo_{93}$ ) в этом блоке. Обнаружение высокомагнезиальных ядерных зон в зёрнах магнезиохромита ( $mg\# \sim 0.6$ ) в хромититах ГХГ, которые значительно более обогащены Mg чем акцессорный хромит всех других ультрамафитов массива, убедительно подтверждает представления о нижней стратиграфической позиции, занимаемой ГХГ в составе Дунитового блока, который вмещает стратиформные и подиформные хромитоносные зоны. Следует полагать, что наиболее высокомагнезиальная фаза магнезиохромита (ядерная зона со значением  $mg\# \sim 0.6$ ) является наиболее ранней и первой появившейся на ликвидусе, почти одновременно или совместно с высокофорстеритовым оливином ( $Fo_{93}$ ). Три стадии кристаллизации хромита могли привести к наблюдаемому развитию трёх уровней и горизонтов хромитового оруденения в Дунитовом блоке.

Следует полагать, что после кристаллизации ядер хромита в стратиформных хромититах, началась кристаллизация хромитовых сегрегаций, локализованных в дуните Дунитового блока (в качестве одиночных или множественных линзовидных и неправильных скоплений зёрен хромита). Эти сегрегации, вероятно, кристаллизовались из изолированных объёмов расплава, обогащённого хромом. Наблюдаемые апофизы во вмещающий дунит (рис. 24),

свидетельствуют что сегрегации, окружённые кристаллами высокофорстеритового оливина, по меньшей мере частично оставались в жидком состоянии при температуре ниже температуры кристаллизации оливина. Интересно отметить, что значения  $mg\#$  краевых частей зёрен (каймы) в зональных зёрнах хромита в ГХГ весьма близки ядрам зональных зёрен, присутствующих в сегрегациях (рис. 27). Следовательно, эти фазы формировались в сходных физикохимических условиях.

На заключительной стадии рудогенеза, формировалась третья ассоциация акцессорных зёрен хромита, составы которых обладают умеренно низкими значениями  $mg\#$  (рис. 19). Они кристаллизовались из более фракционированной магмы, после кристаллизации оливина и при сравнительно пониженных температурах. Наблюдаемое подобие в вариационных трендах ортопироксена и акцессорного хромита этой генерации (рис. 8, 27), убедительно свидетельствует, что они кристаллизовались в совместном равновесии и, надо думать, почти одновременно.

Суммируя вышесказанное, определяется следующий порядок кристаллизации рассмотренных выше парагенетических ассоциаций хромшпинелидов в массиве Падос-Тундра: ядра магнезиохромита в стратиформных хромититах (ГХГ), Дунитовый блок (Ассоциация 1) → ядра хромита в сегрегациях и родственных им зонах богатой, рассеянной хромитовой минерализации в Дунитовом блоке (Ассоциация 2); каймы хромита в ГХГ → акцессорные зёрна хромита в комагматичной последовательности переслаивающихся ультрамафитовых кумулатов (выявленных по разрезу расслоенной серии в профиле  $a-b$ ) вне Дунитового блока (Ассоциация 3).

Кристаллизационный тренд, выявленный для последней ассоциации, имеет линейный характер (рис. 28); как отмечалось, он базируется на составах зёрен хромита в свежих или слабоизменённых (автометасоматическими изменениями) ультрамафитовых породах. Данная серия составов простирается по направлению к члену ряда, имеющему наиболее высокое значение индекса  $cr\#$  и сравнительно низкое значение индекса  $mg\#$ . Таким образом,

наблюдаемый тренд отражает нормальное понижение содержаний шпинелевого компонента с ходом прогрессирующей кристаллизации и падением температуры. Эксперименты, проведённые при 1300°C, согласуются с этой закономерностью и показывают, что Mg предпочтительно входит в структуру сосуществующих оливина и глинозёмистой шпинели (Jamieson et al., 1984).

Следует также отметить, что обсуждаемый выше тренд, фактически, почти параллелен другому тренду (также линейному), основанному на вариациях «ядро→кайма» в зональных зёрнах хромита из ГХГ (рис. 20). Составы кайм близки так называемому «феррихромиту». Очевидно существующее подобие этих двух выявленных трендов кристаллизации хромшпинелидов, один из которых отражает эволюционные изменения составов в свежих или слабоизменённых породах. Это обстоятельство согласуется с механизмом эволюции в закрытой системе, в процессе автометасоматического изменения ультрамафитов. Процессы метаморфического преобразования в открытой системе представляются весьма маловероятными.

Вероятно, наблюдаемые высокие уровни содержаний железа ( $Fe^{2+}$  и, особенно,  $Fe^{3+}$ ) отражают его эволюционное накопление в системе с соответствующим понижением Mg и Al (связанных в качестве шпинелевого компонента). В то же время в системе происходит закономерное падение температуры и рост значений фугитивности кислорода в автометасоматической среде, что обуславливало формирование фаз каймы («феррихромит»; рис. 28).

Обращает внимание тот факт, что все три установленные ассоциации хромита в массиве Падос-Тундра, следуют своим собственным (индивидуальным) эволюционным трендам кристаллизации в рамках  $mg\# - fe3+\#$  (рис. 28). Однако эти тренды, фактически, взаимно параллельны; они хорошо согласуются друг с другом и выказывают существенно единый характер эволюционных изменений.

Согласно механизму предложенному Иохан и др. (Johan et al., 2017), гидротермальное инконгруэнтное растворение энстатита, которое теоретически



вполне вероятно, способно обусловить ремобилизацию элементов (включая хром и др.), ранее входящих в кристаллическую структуру ортопироксена, который в ходе такой реакции превращается в оливин.

## **2.5. Сопоставление с хромитовыми рудопроявлениями в расслоенных интрузиях (возраста 2,4-2,5 млрд лет) Фенноскандинавского щита**

Поля составов хромитовых ядер в главном хромитовом горизонте (ГХГ) массива Падос-Тундра, выявленные в диссертационном исследовании, совпадают с репрезентативными составами хромита, сообщёнными в литературе для хромитовых горизонтов расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита возраста 2,4-2,5 млрд лет. Проведено сопоставление (рис. 19, 21) для основных расслоенных комплексов, содержащих значительные проявления хромитового оруденения: Бураковская интрузия (Лаврентьев и др., 2015; Лавров, 1983), Мончеплутон (Сопчеозёрское месторождение хромита, по данным (Чащин и др., 1999), и массив Кеми, Финляндия (84 Gornostayev et al., 2000). Как можно видеть, фазы хромшпинелидов из этих расслоенных интрузий и массива Падос-Тундра, довольно подобны в рамках соотношений главных компонентов в их составах. Таким образом, эти хромит-магнезиохромитовые фазы, должно быть, кристаллизовались в более или менее подобных физикохимических условиях.

На тройной диаграмме Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al (рис. 29) показан обобщённый эволюционный тренд хромитовой минерализации массива Падос-Тундра, вновь в сопоставлении с основными хромитовыми зонами в расслоенных интрузиях Фенноскандинавского щита. Как можно видеть, поля составов хромшпинелидов из ГХГ ложатся существенно в одно поле составов с этими массивами. Не наблюдается сколь-нибудь отчётливого протяжения кристаллизационного тренда в направлении простиранья тренда Cr-Al, как могло бы ожидаться для ассоциаций минералов группы шпинели из Альпинотипных офиолитов. Предыдущими исследователями (Виноградов, 1971) высказывалась вероятность принадлежности массива Падос-Тундра к совместной с массивом

Фалалей (Кольский по-в) группе Альпинотипных комплексов. Шпинелевые фазы массива Фалалей, однако, резко различны по составу: типичным минералом этой группы является шпинель состава  $[(Mg_{0.65-0.84}Fe^{2+}_{0.16-0.34})(Al_{1.89-1.99}Fe^{3+}_{0.01-0.10})O_4]$  (Рундквист и др., 1982). Таким образом, наблюдаемые различия в химических составах в совокупности с другими данными и наблюдениями (наличия мега циклической и скрытой расслоенности, пород краевой фации в сопутствующем силле Чапесвара и столбчатой отдельности в субвулканитах г. Ханлаута, стратификации хромитовых горизонтов и пр.) уверенно отрицает вероятность отнесения массива Падос-Тундра к Альпинотипным массивам.

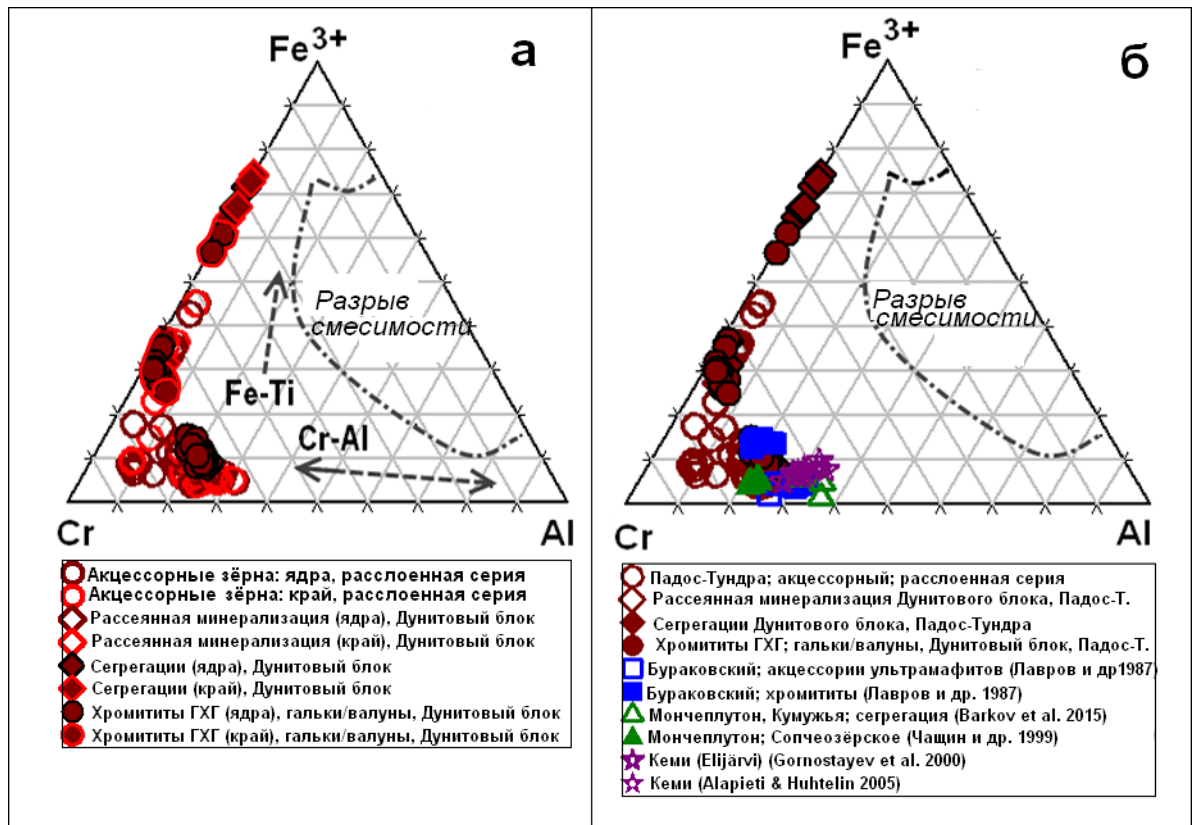


Рис. 29 (а, б). Составы хромшпинелидов, на тройной диаграмме Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al, из различных рудоносных зон и ассоциаций массива Падос-Тундра (а) в сопоставлении с хромитом из хромитоносных расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита (Лавров и др., 1987; Нерадовский и др., 2008; Чашин и др., 1999; 75 84 102 Gornostayev et al., 2000). Типовые тренды «Fe-Ti» и «Cr-Al», а также область разрыва смесимости, приведены по данным (Barnes et al, 2001).

Как отмечалось, ядерные зоны хромитовых зёрен из ГХГ заметно обогащены Zn и Mn по сравнению с сосуществующими с ними каймами (рис. 27). Следовательно, весьма маловероятно предположение, что Zn (и Mn) могли поступить в систему в ходе регионально-метаморфического вторичного изменения хромита, как не редко наблюдается в других массивах (Barnes, 2000). Таким образом, документированное диссертантом относительное понижение концентраций Zn в каймах зональных зёрен из ГХГ является их первичной характеристикой, связанной с магматической стадией кристаллизации. Подобный характер зональности в отношении цинка (с обогащением им ядер хромитовых зёрен: до 4,4 мас.% ZnO) ранее сообщался из серпентинитов массива Нятаниеми (Näätäniemi), Финляндия (Liipo et al., 1995).

В заключение, заметное обогащение Zn и Mn ядер зёрен хромита из ГХГ массива Падос-Тундра отличает его от типичных составов хромита из расслоенных интрузий (Irvine, 1975), таких как Бураковская, Мончеплутон и Кеми (рис. 27). Как было отмечено, акцессорные зёрна хромита вне Дунитового блока, из расслоенной серии Ортопироксенитовой Зоны, содержат заметно более низкие концентрации Zn (рис. 27).

## Глава 3. Минерализация ЭПГ в хромититах Дунитового блока массива Падос-Тундра

### 3.1. Минеральные ассоциации и аналитические исследования хромититов

Диссертантом и соавторами впервые обнаружены и исследованы ассоциации минералов ЭПГ в хромититах массива Падос-Тундра. Эти минералы формируют отдельные включения или сростания ( $\leq 1-10$  мкм), вмещаемые ядерными зонами зональных зёрен хромита-магнезиохромита, в Дунитовом блоке (рис. 2). Здесь нами установлен лаурит низко-Os состава, который типично формирует тесные сростания с клинохлором ( $>80\%$  зёрен лаурита), что является в достаточной степени новым и необычным наблюдением. По степени распространённости, за ним следуют Os- и Ir-доминантные сплавы, представляющие собой минеральные виды осмий и иридий, соответственно. Неназванные фазы нового диселенида рутения [RuSe<sub>2</sub>] и монотеллурида родия [RhTe] являются редкими в хромитите Главного Хромитового Горизонта.

Как известно, ЭПГ иридиевой подгруппы (Ru, Os, Ir, или IPGE) типично ассоциируют с хромшпинелидами в офиолитах, массивах Урало-Аляскинского типа и стратиформных (расслоенных) массивах (*e.g.*, Барков и др., 1991; Cabri, 1981, 2002; Johan, 2006). Рудная минерализация Cr-IPGE включает минералы серии лаурит (RuS<sub>2</sub>) – эрлихманит (OsS<sub>2</sub>), которые довольно широко проявлены в хромитоносных ультрамафитах различных геотектонических обстановок и регионов.

Таким образом, установленная и изученная минерализация ЭПГ в массиве Падос-Тундра обнаруживает уникальные составы, микротекстуры и ассоциации, которые представляют полезную петрогенетическую информацию.

Десять представительных проб хромититов из Дунитового блока, представленных пятидесятью полированными шлифами, детально исследованы с комбинацией оптической и сканирующей электронной микроскопии, и

последующего электронно-микронного анализа. Вследствие мельчайшего размера минеральных индивидов (включая клинохлор в тесных срастаниях с минералами ЭПГ), и, соответственно, крайне малых объёмов анализируемого вещества, основная часть аналитических исследований осуществлена методом количественного анализа СЭМ/ЭДС. В этих анализах задействована аналитическая система “MIRA 3 LMU (Tescan Ltd.)” в сочетании с установкой “INCA Energy 450+ XMax 80” (Oxford Instruments Ltd). Аналитическая линия *L* и химически чистые элементы использованы в качестве стандартов на Ru, Os, Ir, Rh, и Se, также как FeS<sub>2</sub> (на S), PtAs<sub>2</sub> (As) и HgTe (Te). Линия *K* и стандарты диоксид (на Mg и Ca), чистые оксиды SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и металлическое Fe использованы в анализах микровключений клинохлора. Линия *L* и синтетические фосфаты типа REE(PO<sub>4</sub>) и Ca<sub>2</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub> использовались при анализе весьма необычной фазы, монацита-(Ce), фосфата содержащего группу редкоземельных элементов (REE) с преобладанием церия. Применялась система коррекций XPP во время осуществления всех анализов.

Уникальные фазы сульфоселенидов-селенидов рутения, установленные в ГХГ, были дополнительно изучены с применением метода WDS электронно-микронного анализа на установке JEOL JXA-8230. Аналитические условия в этой части выполненных исследований были следующими: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 50 нА, наименьший диаметр зонда (~1 мкм). Использовались следующие линии (и стандарты): RuL $\alpha$ , RhL $\alpha$ , OsM $\alpha$ , IrM $\alpha$  (химически чистые металлы), SeL $\alpha$  (Bi<sub>2</sub>Se<sub>3</sub>), TeL $\alpha$  (PbTe), AsL $\beta$  (InAs) и SK $\alpha$  (CuFeS<sub>2</sub>). Первичные результаты анализов обрабатывались стандартной процедурой ZAF JEOL последнего поколения. Пределы минимального обнаружения составили <0,05 мас.% для всех анализируемых элементов. Точность и воспроизводимость аналитических процедур оценивалась специальными тестами, которые показали весьма хорошие результаты, включая сопоставление с данными метода WDS (Korolyuk et al., 2009; Lavrent'ev et al., 2015, 2015).

Особенности химического состава и вариации составов хромита в хромититах Дунитового блока были охарактеризованы в предыдущих разделах диссертационной работы. Собственные минеральные виды ЭПГ установлены во всех разновидностях хромититов, как-то подиформные сегрегации, хромититовые обособления в зонах богатой рассеянной минерализации, а также фрагментированные образцы (гальки и валуны), представляющие собой стратиформные хромититы Главного Хромитового Горизонта, ГХГ. Этот горизонт вскрыт скважинами и глубокими расчистками (**Ошибка! Источник ссылки не найден.**) и на всём его протяжении спорадически распространены валуны и глыбы хромититов различной морфологии и размерности (до 0,6 м).

Содержание хромита в хромититах варьирует до ~60-80 объём.% оксидов Cr-Fe-Mg (рис. 17). Как отмечалось, составы хромитовых ядер ГХГ заметно более магнезиальны, чем зёрна хромита в сегрегациях и зонах рассеянной минерализации в дунитах Дунитового блока. Нерудные минералы в хромититах, в основном, клинохлор и серпентин. Как отмечалось, присутствуют реликты оливина, обладающие составом с вариацией до  $\text{Fo}_{93}$ . В этой породе, помимо хромита, наблюдаются зёрна миллерита (~0,2 мм), состав которого близок стехиометрическому:  $[\text{Ni}_{1.03}\text{Fe}_{0.01}\text{S}_{0.96}]$ . Обнаружен в данной ассоциации и Со-содержащий пентландит  $[(\text{Ni}_{5.80}\text{Fe}_{2.64}\text{Co}_{0.46})_{\Sigma 8.90}\text{S}_{8.10}]$ . Как можно видеть, содержание Ni в формуле последнего близко к известному пределу вхождения Ni в кристаллическую структуру пентландита. Нельзя исключать, что ассоциация  $\text{Fo}_{93}$  и обогащённого Ni пентландита может отражать достижение этими фазами низкотемпературного равновесия в процессе обмена с сосуществующим хромитом, в результате чего атомные отношения Mg/Fe и Ni/Fe резко возросли, поскольку железо более эффективно распределялось в хромшпинелид.

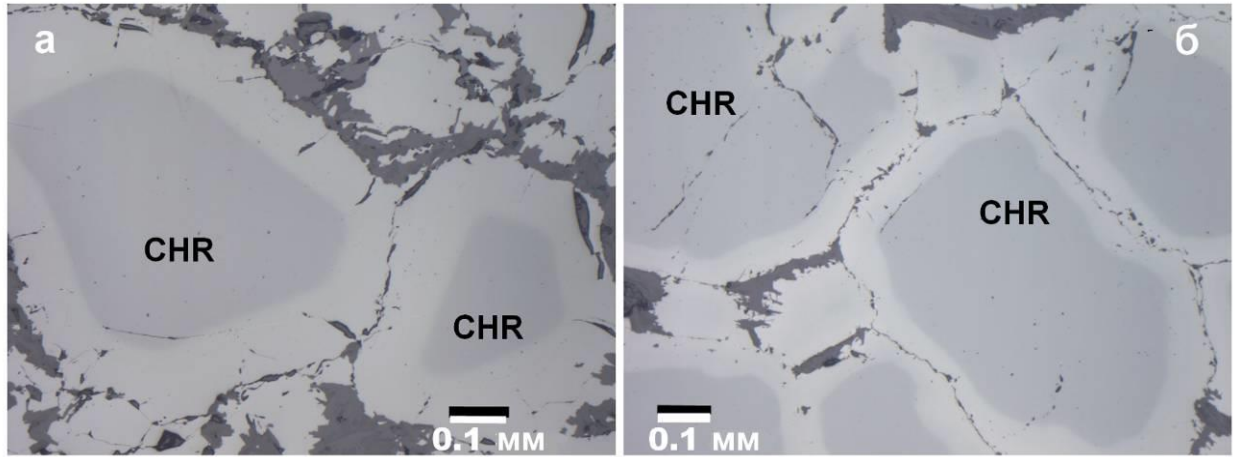


Рис. 21 (а, б). Оптические фотографии в отражённом свете, показывающие зональные текстуры и развитие кайм в зёрнах хромита-магнезиохромита (Chr) в хромитите Главного Хромитового Горизонта (а) и в хромититовой сегрегации *in situ* в дуните (б) Дунитового блока массива Падос-Тундра.

Узкие каймы, как правило, широко наблюдаются в зональных зёрнах хромита из хромититов Дунитового блока (рис. 21). Ядра зональных кристаллов в ГХГ имеют Mg-доминантные составы и соответствуют магнезиохромиту (табл. 20).

Таблица 20

Средние результаты (и ряды составов) по данным электронно-микронных анализов (WDS) зональных зёрен хромита-магнезиохромита (Мас.%) их хромитита ГХГ Дунитового блока, массив Падос-Тундра

	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO(t)	FeO (выч.)
1 (Ядро)	0.37 (0.12-1.87)	10.41 (8.22-11.92)	52.07 (50.47-53.26)	0.10 (0.05-0.15)	24.68 (21.24-28.12)	16.49
2 (Кайма)	0.26 (0.18-0.38)	1.51 (0.26-3.55)	45.30 (27.29-49.78)	0.05 (0.02-0.09)	43.41 (35.24-63.62)	20.36

Таблица 20 (продолжение)

	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (выч.)</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>NiO</b>	<b>ZnO</b>	<b>Сумма</b>
1 (Ядро)	9.10	0.99 (0.80-1.11)	10.37 (9.17-11.71)	0.05 (0.02-0.09)	0.82 (0.64-1.04)	100.77
2 (Кайма)	25.62	1.32 (0.91-1.51)	6.79 (5.29-8.36)	0.31 (0.21-0.61)	0.45 (0.23-0.59)	101.97

Атомные соотношения (в расчёте на O=4)

	<b>Cr</b>	<b>Al</b>	<b>Fe<sup>3+</sup></b>	<b>Ti</b>	<b>V</b>	<b>Σ</b>	<b>Mg</b>	<b>Fe<sup>2+</sup></b>
1	1.35	0.40	0.22	0.009	0.003	1.98	0.51	0.45
2	1.25	0.06	0.67	0.007	0.001	1.99	0.35	0.59

	<b>Mn</b>	<b>Zn</b>	<b>Ni</b>	<b>Σ</b>	<b>mg#</b>	<b>cr#</b>	<b>fe<sup>3+</sup>#</b>
1	0.03	0.02	0.001	1.01	0.50	0.77	0.11
2	0.04	0.01	0.009	1.00	0.35	0.95	0.34

*Примечание.* Результаты анализов (мас.%) методом WDS получены на установке JEOL JXA-8230. Номер 1 - средний состав ядерных зон. №2 - состав зон каймы в зональных зёрнах. Представлены результаты 28 точечных анализов, относящиеся к выборке из 14 представительных зональных зёрен из 7 образцов в пробах (Pds-201, 202, 203, 205, 207, 208, and 209). FeO(t) означает всё Fe в форме FeO. FeO(выч.) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (выч.) являются значениями, вычисленными на основе стехиометрии, в расчёте на 4 атома кислорода на формульную единицу.  $mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn+Zn)$ ;  $cr\# = Cr/(Cr + Al)$ ;  $fe^{3+\#} = Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+})$ . Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1.

Ранее подчёркивалось, что по соотношениям основных компонентов, выраженных в индексах  $mg\#$  и  $cr\#$ , ядра зональных кристаллов хромита-магнезиохромита в ГХГ фактически совпадают с составами хромшпинелидов из расслоенных интрузий возраста 2,4-2,5. Эти хромитоносные интрузии на Фенноскандинавском щите включают Бураковский массив, Карелия (Лавров и др., 1983, 1986, 1987; Трофимов и др., 1994), массивы Мончеплутон (75), Кольский по-в, и Кеми, Финляндия 84).



В противоположность другим расслоенным массивам щита, зёрна хромита из ГХГ в массиве Падос-Тундра содержат повышенные примеси Zn и Mn (табл. 20). В целом, наблюдаемые текстуры зональности этих зёрен вполне обычны: содержание  $Fe^{2+}$  и, особенно,  $Fe^{3+}$  (отражённое в значениях индекса  $fe3+\#$ ) значительно возрастают в каймах, достигая составов так называемого “феррихромита” (табл. 20, рис. 28). Наряду с ростом  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  в ходе формирования зон каймы, происходит существенное понижение Mg и Al (то есть резко снижается шпинелевый компонент), тем самым свидетельствуя о падении температуры и росте уровней фугитивности кислорода в поздней среде минералообразования.

### **3.2. Дисульфоселениды рутения и новая природная серия твёрдого раствора $RuS_2 - RuSe_2$**

Зёрна лаурита и сплавы Os-Ir обнаружены во всех типах хромитовой минерализации: богатом рассеянном оруденении, локально варьирующем до хромитита, сегрегациях, а также хромитите, ассоциирующем с ГХГ в Дунитовом блоке. Вместе с тем, проявления минералов ЭПГ (МПГ) всё же заметно более развиты в последних образцах (ГХГ), явно тяготея к высокомагнезиальным ядерным зонам. Зёрна МПГ имеют мелкие размеры (~1-10 мкм), что характерно другим хромититам в расслоенных массивах щита, например, в хромитовых горизонтах Бураковского и Имандровского интрузивов (Барков, А.Ю. и др., 1991).

Лаурит является основным видом МПГ в хромититах Дунитового блока массива Падос-Тундра. Как отмечалось, сплавы Os- и Ir-доминантных составов имеют подчинённое распространение. Все другие виды МПГ редки. Как отмечалось, обнаружены столь уникальные фазы ЭПГ, как самородный рутений, представляющий собой первую находку этого минерала на территории Карело-Кольского региона, и ранее неизвестные в природе фазы неназванных минералов:  $RuSe_2$  и  $RhTe$  (табл. 21).

Составы минералов и неназванных фаз элементов группы платины (Мас.%)  
из хромититов Дунитового блока, массив Падос-Тундра

Проба			Ru	Os	Ir	Rh	As	Te	Se	S	Сумма
№											
1	207-3	Лаурит	51.07	5.69	4.40	0	0	0	0	36.05	97.2
2	205-2	Лаурит	45.13	11.04	5.41	1.16	0	0	0	35.05	97.8
3	203-4	Se-сод-й Лаурит	52.88	0	1.19	0	0.57		12.72	28.43	95.8
4	203-4	Лаурит	51.83	5.73	6.27	0	0	0	0	36.71	100.5
5	201-1	Лаурит	48.65	8.01	5.96	0	0	0	0	35.74	98.4
6	202-3	Лаурит	50.76	4.88	7.23	1.09	0	0	0	36.70	100.7
7	202-3	Лаурит	50.62	4.78	6.71	2.00	0	0	0	36.51	100.6
8	207-5	Лаурит	51.12	4.92	6.53	1.08	0	0	0	36.54	100.2
9	202-1	Лаурит	43.08	12.37	10.68	1.30	0	0	0	34.67	102.1
10	203-1	Лаурит	49.37	6.78	7.42	0	0	0	0	36.44	100.0
11	209-2	RuSe <sub>2</sub>	32.81	0	2.53	5.16	3.17	0	47.23	4.04	94.9
12	209a-2	RuSe <sub>2</sub>	37.36	0	0	3.24	0	0	52.22	2.07	94.9
13	209a-2	RhTe	2.49	6.51	5.13	33.71	0	51.55	0.62	0	100.0
14	216	Осмий	5.72	54.5	39.51	0	0	0	0	0	99.7
15	216	Осмий	6.00	54.44	39.49	0.75	0	0	0	0	100.7
16	208-2	Иридий	1.12	43.83	52.62	3.04	0	0	0	0	100.6
17	202-4	Осмий	3.58	59.49	39.97	0	0	0	0	0	103.0
18	203-5	Рутений	77.86	9.76	13.17	0	0	0	0	0	100.8
19	203-5	Рутений	73.71	10.05	11.99	1.55	0	0	0	0	97.3
20	207-3	Рутений	70.64	13.54	10.03	0	0	0	0	0	97.7

Атомные соотношения

	Ru	Os	Ir	Rh	ΣM	As	Te	Se	S	Σ
1	0.90	0.05	0.04	0	1.00	0	0	0	2.00	2.00
2	0.82	0.11	0.05	0.02	1.00	0	0	0	2.00	2.00
3	0.99	0	0.01	0	1.00	0.01	0	0.30	1.68	2.00
4	0.89	0.05	0.06	0	1.00	0	0	0	2.00	2.00
5	0.87	0.08	0.06	0	1.00	0	0	0	2.00	2.00
6	0.88	0.04	0.07	0.02	1.00	0	0	0	2.00	2.00
7	0.87	0.04	0.06	0.03	1.01	0	0	0	1.99	1.99
8	0.88	0.05	0.06	0.02	1.01	0	0	0	1.99	1.99
9	0.78	0.12	0.10	0.02	1.02	0	0	0	1.98	1.98

10	0.86	0.06	0.07	0	0.99	0	0	0	2.01	2.01
11	0.84	0	0.03	0.13	1.01	0.11	0	1.55	0.33	1.99
12	0.98	0	0.00	0.08	1.07	0	0	1.76	0.17	1.93
13	0.06	0.08	0.06	0.79	1.00	0	0.98	0.02	0	1.00
14	10.3	52.2	37.5	0	100.0	–	–	–	–	–
15	10.6	51.3	36.8	1.3	100.0	–	–	–	–	–
16	2.0	42.3	50.2	5.4	100.0	–	–	–	–	–
17	6.4	56.2	37.4	0	100.0	–	–	–	–	–
18	86.5	5.8	7.7	0	100.0	–	–	–	–	–
19	84.8	6.1	7.3	1.8	100.0	–	–	–	–	–
20	85.0	8.7	6.3	0.0	100.0	–	–	–	–	–

*Примечание.* № 1–19: результаты анализов методом SEM/EDS; № 20: методом WDS (установка JEOL JXA-8230; 20 кВ и 50 нА; размер зонда ~1мкм; стандарты химически чистые Ru, Os, Ir и FeS<sub>2</sub>; метод коррекций XPP). Образцы № 201-209 представлены дизентигрированными фрагментами (гальки/валуны) хромититов в зоне развития Главного Хромитового Горизонта. Проба № 216 минерализованный дунит с богатой рассеянной хромитовой минерализацией, варьирующей до хромитита, Дунитовый блок. Ноль означает, что элемент не установлен или не анализировался. Атомные соотношения вычислены на основе суммы 3 (№1-12) и 2 (№13) атомов на формульную единицу, или на сумму 100 атомных% (№14-20). Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1.

Таблица 22

Составы (метод WDS) фаз дисульфидов-диселенидов рутения из массива Падос-Тундра

	<b>Ru</b>	<b>Os</b>	<b>Ir</b>	<b>Rh</b>	<b>As</b>	<b>Te</b>	<b>Se</b>	<b>S</b>	<b>Сумма</b>
Мас.%									
1	52.20	1.29	2.16	0.84	0.15	0.03	16.03	27.72	100.4
2	51.66	0.61	1.98	0.86	0.20	0	15.68	27.59	98.6
3	51.35	1.00	2.71	0.86	0.24	0	13.76	27.61	97.5
4	50.07	1.95	3.70	0.85	0.26	0	12.70	27.46	97.0
5	51.60	0.71	1.90	0.90	0.20	0	15.85	27.57	98.7
6	32.36	0.76	3.52	5.83	0.96	0.90	51.40	4.27	100.0

Атомные соотношения (в расчёте на сумму 3 атома на формульную единицу)

	Ru	Os	Ir	Rh	$\Sigma M$	As	Te	Se	S	$\Sigma$
1	0.96	0.01	0.02	0.02	1.01	0.004	0	0.38	1.61	1.99
2	0.96	0.01	0.02	0.02	1.00	0.005	0	0.37	1.62	2.00
3	0.97	0.01	0.03	0.02	1.02	0.006	0	0.33	1.64	1.98
4	0.96	0.02	0.04	0.02	1.03	0.007	0	0.31	1.65	1.97
5	0.96	0.01	0.02	0.02	1.00	0.005	0	0.38	1.62	2.00
6	0.80	0.01	0.05	0.14	1.00	0.032	0.02	1.62	0.33	2.00

*Примечание.* Результаты анализов методом WDS получены на установке JEOL JXA-8230. Ноль означает, что элемент не установлен или не анализировался. №1–5 относятся к пробе Pds-203; № 6 к пробе Pds-209, отобраным в качестве фрагментированных образцов в зоне простирания Главного Хромитового Горизонта, Дунитовый блок. Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1.

Результаты микронзондовых анализов, выполненные методом СЭМ/ЭДС и волновой спектроскопией (WDS), находятся в хорошем соответствии друг другу. К примеру, состав фазы Os-доминантного сплава [Os<sub>55.5</sub>Ir<sub>33.3</sub>Ru<sub>10.6</sub>Rh<sub>0.6</sub>; JEOL 8200] хорошо согласуется с результатами метода СЭМ/ЭДС (табл. 22). Всего лишь единичное, субмикронное выделение минерала Pt было обнаружено нами в хромититах Дунитового блока; однако, чрезмерно мелкие размеры этой фазы не позволили выполнить качественный анализ. В общей сложности, 55 точечных анализов лаурита из хромититов Дунитового блока дали следующие вариации и ряды составов, выраженные в мас.% (и значениях атомов на формульную единицу, а.ф.е.): Os ниже предела обнаружения (н.п.о.) -12,6 (0,12 а.ф.е.); Ir н.п.о.-10,7 (0,10), Rh н.п.о.-2,0 (0,03), As н.п.о.-0,6 (0,01), и Se н.п.о.-12,7 мас.% (0,30 а.ф.е.).

Составы лаурита заметно стехиометричны: значение  $\Sigma \text{ЭПГ}$  варьирует в ряду 1,97-2,03, тогда как сумма (S+Se+As) составляет 0,97-1,03 а.ф.е. Таким образом, степень протяжённости твёрдого раствора по направлению к эрлихманиту (OsS<sub>2</sub>) в этой серии весьма ограничена. Как известно, конечный член серии «чистого» состава, OsS<sub>2</sub>, кристаллизуется при более высоком уровне фугитивности серы (fS<sub>2</sub>), по сравнению с RuS<sub>2</sub> (Stockman et al., 1984).

Следовательно, наблюдаемые в хромититах Дунитового блока низко-Os составы лаурита (обеднённого компонентом OsS<sub>2</sub>), ассоциирующего с самородным осмием, свидетельствует о том, что уровни fS<sub>2</sub> в системе были ниже буфера Os–OsS<sub>2</sub>. Следует добавить, что Ir и Os показывают слабую положительную корреляцию в составах лаурита (коэффициент корреляции R=0,7), что, тем не менее, указывает на тенденцию изоморфного замещения вида (Os+Ir) ↔ Ru.

Дисульфиды-диселениды рутения, имеющие промежуточные составы в серии RuS<sub>2</sub> - RuSe<sub>2</sub>, ранее неизвестные в природе, являются особенно интересными соединениями. Эти фазы стехиометричны по составу, *e.g.*, [(Ru<sub>0.99</sub>Ir<sub>0.01</sub>)<sub>Σ1.00</sub>(S<sub>1.68</sub>Se<sub>0.30</sub>As<sub>0.01</sub>)<sub>Σ1.99</sub>] и [(Ru<sub>0.84</sub>Rh<sub>0.13</sub>Ir<sub>0.03</sub>)<sub>Σ1.01</sub>(Se<sub>1.55</sub>S<sub>0.33</sub>As<sub>0.11</sub>)<sub>Σ1.99</sub>] (анализы №3, 11, табл. 21). Как можно видеть, последняя фаза является Se-доминантным соединением, соответствуя формуле RuSe<sub>2</sub>, и, таким образом, является потенциально новым и неназванным видом минерала ЭПГ. Результаты анализов соединений этой серии, выполненные методами WDS и СЭМ/ЭДС, хорошо согласуются (табл. 21, 22).

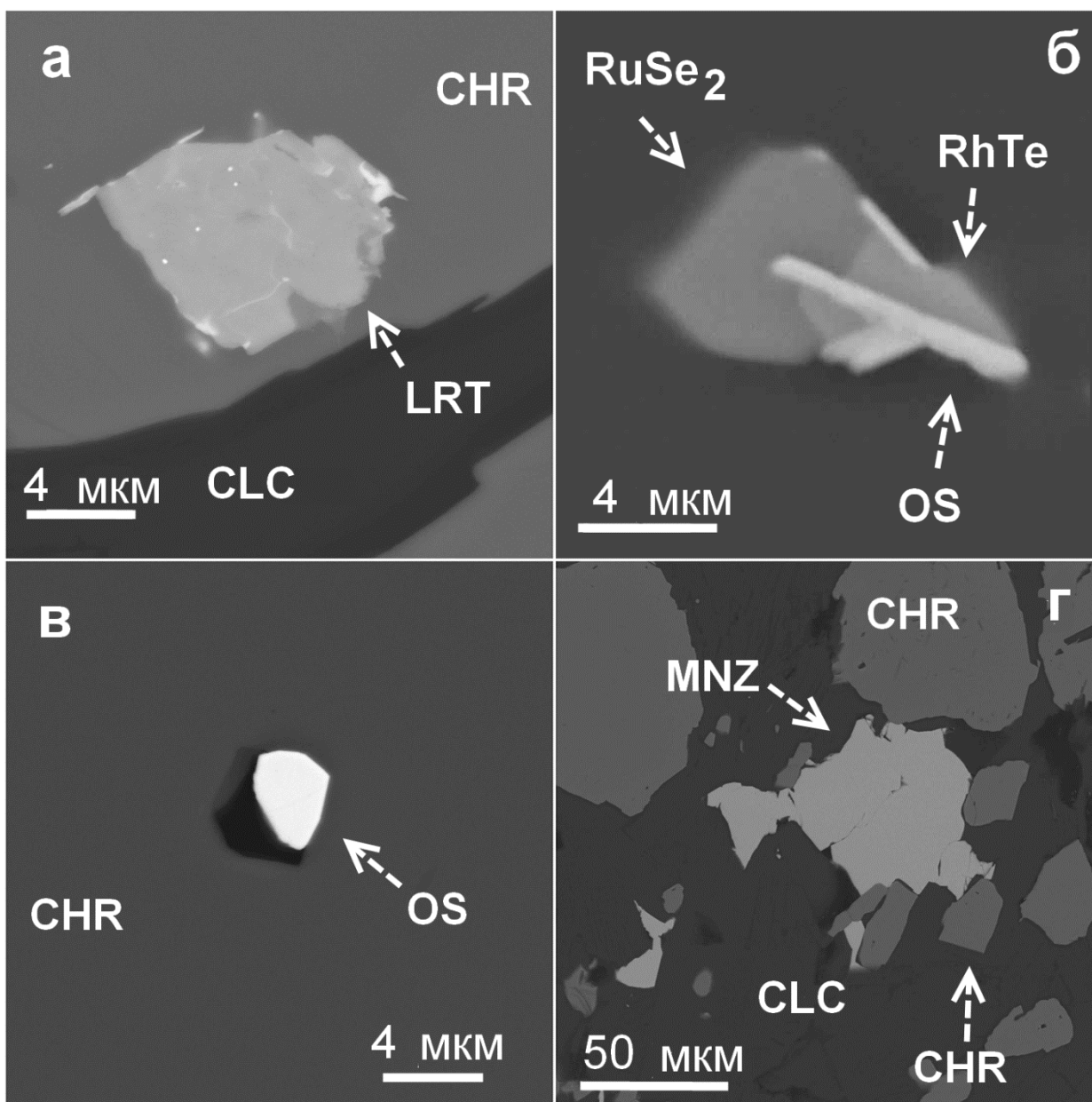


Рис. 30 (а-г). (а) Зерно Se-содержащего лаурита (Lrt) вблизи границы зерна хромита-магнезиохромита (Chr) и клинохлора (Clc). (б) Срастание Os-доминантного сплава (Os) с неизвестными минералами составов  $\text{RuSe}_2$  и  $\text{RhTe}$ , которые вмещаются зерном хромита (Chr); (в) Включение самородного осмия (Os) в зерне хромита (Chr); (г) Зерно монацита-(Ce) (Mnz) в ассоциации с хромитом-магнезиохромитом (Chr) и клинохлором (Clc); изображения в отражённых электронах.

Как известно из синтеза, соединение  $\text{RuSe}_2$  полностью изоструктурно лауриту и также имеет структуру типа пирита: пространственная группа  $Pa\bar{3}$  (Lavrent'ev et al., 2015). Следовательно, по аналогии с фазами пиритовой структуры, формальные валентности в обнаруженной нами фазе диселенида

рутения, по всей вероятности, имеют следующий вид:  $\text{Ru}^{2+}(\text{Se}_2)^{2-}$ , то есть, предполагается присутствие диселенид-дианиона в кристаллической структуре.

Таким образом, новые фазы дисульфоселенидов в массиве Падос-Тундра свидетельствуют о существовании природного твёрдого раствора  $\text{RuS}_2\text{-RuSe}_2$ . Так как это первое и пока единственное проявление таких фаз в природе, можно заключить, что для изоморфного вхождения Se в структуру  $\text{RuS}_2$  требуются особые условия кристаллизации или особая среда минералообразования. Действительно, в обычных условиях, лаурит фактически деплетирован Se. К примеру, авторами работы (Hattori et al., 2004) обнаружены лишь первые сотни г/т величины примеси Se в образцах лаурита из россыпей острова Борнео.

Более того, в целом примеры природных соединений Se и IPGE чрезвычайно редки. Авторами (Толстых и др., 1997) в россыпях реки Золотая, Западный Саян, обнаружена необычная фаза состава  $\text{Ir}(\text{As,Se,S})_2$ , в составе которой отмечается до ~40 мол.% компонента  $\text{IrSe}_2$ . Единичное зерно неназванного минерала ЭПГ состава  $\text{RhTe}$  (анализ №. 13, табл. 21) также обнаружено в образце хромитита из ГХГ, Дунитовый блок. Представляется, что эта фаза аналогична синтетическому монотеллуриду родия, который формируется перитектической реакцией в системе Rh-Te (Ding et al., 1990).

### **3.3. Лаурит-клинохлоровые микросрастания как рудогенетический индикатор в Главном Хромитовом Горизонте, Дунитовый блок**

Широко развитые в хромититах ГХГ срастания лаурита с клинохлором являются весьма интересной и необычной характеристикой, которая, фактически, не известна в столь ярко выраженной форме в других массивах. Клинохлор в этих срастаниях представлен микрокристаллами, имеющими хорошо развитые грани (рис. 31). Микрокристаллы лаурита, также идиоморфные или субидиоморфные, обычно располагаются в центре этих срастаний и окружаются вдоль периферии кристаллами клинохлора.

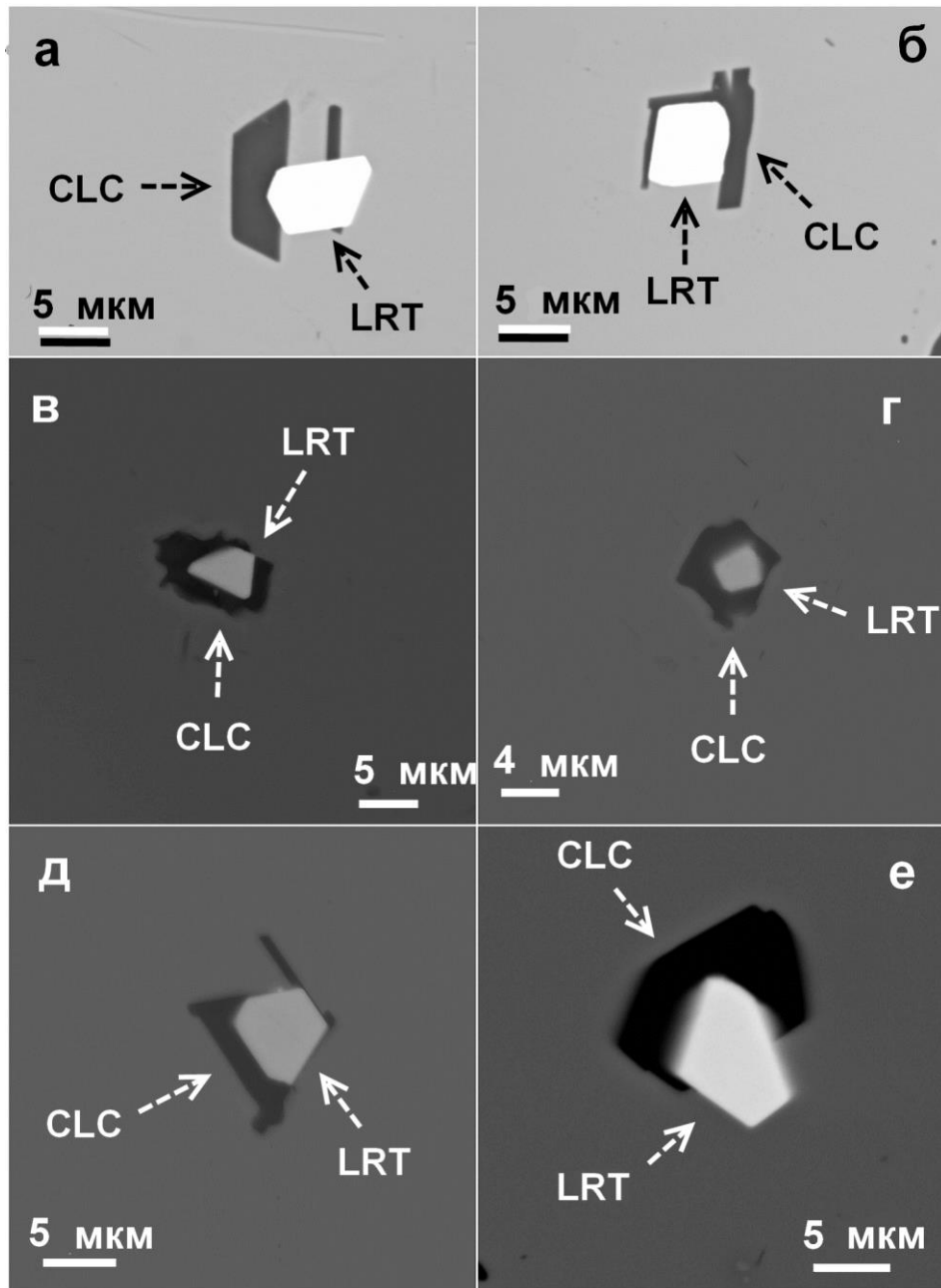


Рис. 31 (а-е). Представительные примеры микросрастаний лаурита (Lrt) с клинохлором (Clc), вмещаемые хромитом-магнезиохромитом; изображения в обратнорассеянных электронах.

Из общего количества 25 зёрен лаурита, найденных в качестве включений в хромите, 21 зерно (то есть более 80%) состоит из тесных, двухфазных срастаний лаурита с клинохлором. Других сульфидных минералов не наблюдалось в изученных образцах хромитита из ГХГ, однако миллерит и пентландит присутствуют в хромитовых сегрегациях Дунитового блока.

Несмотря на столь мелкие размеры кристаллов, клинохлор уверенно распознаётся по данным количественного анализа методом СЭМ/ЭДС (табл.



23). Он повсеместно содержит повышенные концентрации Cr, которые достигают ~4 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в сравнительно крупных кристаллах клинохлора, что свойственно клинохлору в хромититах других комплексов (Zaccarini et al., 2006).

Таблица 23

Представительные составы клинохлора (Мас.%), находящегося в микрорастаниях с лауритом в хромититах массива Падос-Тундра

	Проба	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	Сумма
1	207-3	27.77	15.59	4.11	1.90	31.47	80.8
2	203-2	26.89	10.56	5.01	3.23	28.57	74.3
3	202-2	25.16	12.30	4.44	3.09	28.21	73.2
4	202-3	30.19	11.53	5.60	3.06	33.63	84.0
5	207-1	31.58	17.91	5.69	2.06	34.81	92.1
6	203-4	32.00	11.47	4.98	2.17	34.28	84.9
7	207-1	30.34	15.15	3.83	1.38	33.28	84.0

Атомные соотношения (в расчёте на O=14 атомов на формульную единицу)

	Si	Al	Cr	Σ	Al	Mg	Fe	Σ	mg#
1	2.85	0.82	0.33	4.0	1.06	4.81	0.16	5.0	96.7
2	3.04	0.51	0.45	4.0	0.90	4.82	0.31	5.1	94.0
3	2.89	0.71	0.40	4.0	0.95	4.83	0.30	5.1	94.2
4	3.02	0.54	0.44	4.0	0.82	5.01	0.26	5.3	95.1
5	2.84	0.75	0.41	4.0	1.15	4.68	0.16	4.8	96.8
6	3.13	0.48	0.39	4.0	0.84	5.00	0.18	5.2	96.6
7	2.98	0.72	0.30	4.0	1.03	4.87	0.11	5.0	97.7

*Примечание.* Результаты SEM/EDS электронно-микроскопических анализов (в мас.%). Анализы № 1–5 относятся к зёрнам клинохлора, которые образуют тесные микрорастания с лауритом (e.g., №2 относится к зерну, показанному на рис. 23е). Анализы № 6, 7 относятся к зёрнам клинохлора, ассоциирующим с Se-содержащим лауритом (№ 6 на рис. 30 а) и монацитом-(Ce) (№ 7 на рис. 22г). Атомные соотношения рассчитаны на основе 14 атомов кислорода на формульную единицу. Индекс  $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ . Наименования изученных пород приводятся в Таблице 1.

Установлены следующие вариации составов клинохлора, находящегося в различных текстурных формах в хромититах Дунитового блока, включая зёрна, которые не имеют непосредственных контактов с минералами ЭПГ. (1) В общей сложности 12 зёрен, находящихся в сростании с лауритом, формирующие включения в хромите, дали ряд значений  $mg\#$  90,0-96,8, среднее 94,9; (2) два представительных (индивидуальных) включения клинохлора в хромите имеют значения  $mg\#$  94,7 и 96,2 (среднее 95,5); (3) интерстициальные обособления клинохлора (2 зерна) среди хромита дают значения  $mg\# = 96,6$  и 97,6 (среднее 97,1). Таким образом, все эти значения хорошо согласуются между собой и показывают, что все разновидности клинохлора, включая его непосредственные сростания с лауритом, кристаллизовались в равновесии со флюидной средой.

Как известно, клинохлор стабилен в ряду температур от 670 до 820°C (Müller et al., 2012). Следовательно, обнаруженные лаурит-клинохлоровые сростания, вероятно, кристаллизовались при сравнительно низких температурах из изолированных порций микро-объёмов H<sub>2</sub>O-содержащего флюида мультикомпонентного состава, находящихся в ядрах хромитовых зёрен.

Лаурит обычно рассматривается в качестве высокотемпературной, раннемагматической фазы (e.g., Andreani et al., 2008; 115 Однако, возможно его формирование в гидротермальных условиях в средах богатых летучими компонентами, ассоциирующих с хромититами (Barkov et al., 2004; Pushkarev et al., 2015). Тесная ассоциация минералов ЭПГ с клинохлором также характерна для рудопроявления Кираккаюппура, Финляндия (Barkov et al., 2004, 2005). Стоит также отметить, что флогопит-ортопироксеновые включения широко развиты в хромите Рифа Меренского, Бушвельдский массив (Li et al., 2005).

Наконец весьма необычной для хромититов фазой следует считать обнаруженный монацит-(Ce) состава  $[(Ce_{0.47}La_{0.38}Nd_{0.10}Pr_{0.03}Sm_{0.01}Ca_{0.01})_{\Sigma 1.00}P_{1.00}O_4]$ , который ассоциирует с интерстициальными выделениями клинохлора и магнезиальным хромитом (рис. 30г).

### **3.4. Фрамбоидальные микро-(нано)-фазы самородного рутения и их генезис**

На рис. 32, демонстрируются весьма необычные сфероидальные нанофазы самородного рутения, ранее нигде не документированные. Как упоминалось, это первое проявление самородного рутения в Карело-Кольском регионе. В состав этих фаз (анализ №18, табл. 21) в твёрдый раствор входит Os и Ir. Фазы рутения заполняют полость, имеющую морфологию скелетного кристалла клинохлора; вмещающим минералом является магнезиальный хромит. Ранее фрамбоидальные текстуры были неизвестны для минералов ЭПГ; в природе они обычны для пирита и оксидов железа. Мельчайшее зерно лаурита, вероятно реликтовая фаза, присутствует в этой ассоциации (рис. 32). Наиболее вероятная интерпретация наблюдаемой морфологии и текстурных взаимоотношений предполагает, что негативный кристалл хромита, вмещающий нанофазы металлического рутения и реликтовый лаурит, заполнен клинохлором, ассоциирующим с лауритом, развитым в ядре страдания (рис. 31).

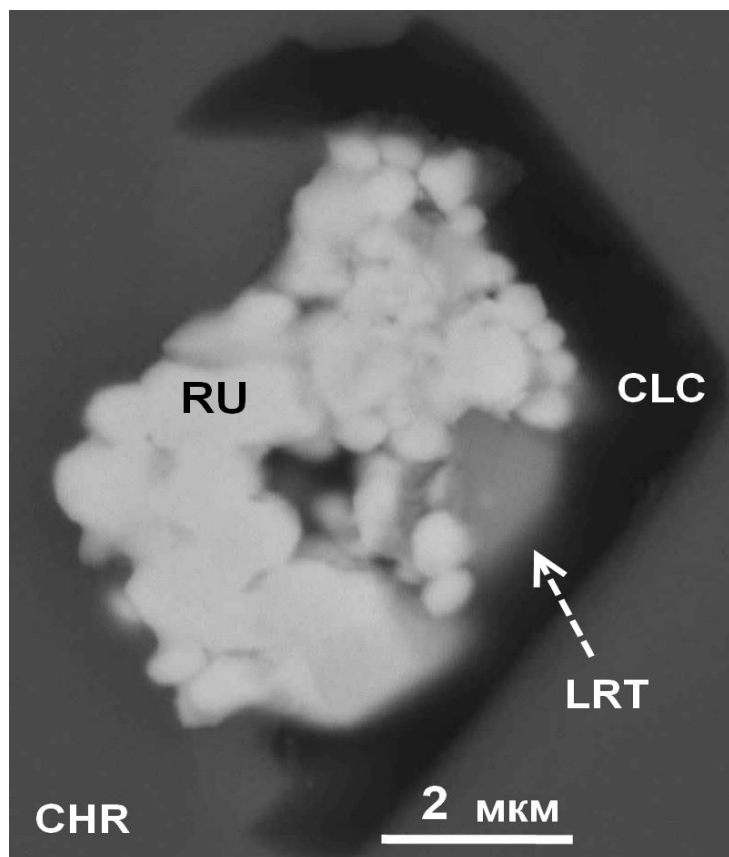


Рис. 32. Изображение в обратнорассеянных электронах, показывающее развитие фрамбоидальных сферул самородного рутения (Ru) нанометрической размерности, ассоциирующих с лауритом (Lrt); Clc это клинохлор и Chr обозначает вмещающее зерно хромита-магнезиохромита.

Обнаруженные наносферулы рутения, вероятно, осаждались из восстановленного флюида, в котором лаурит реагировал с водородом, выделившимся в процессе серпентинизации оливина, в соответствии с предлагаемой реакцией:  $\text{RuS}_2 + 2\text{H}_2 \rightarrow \text{Ru} + 2\text{H}_2\text{S}$ . Подобные реакции, вероятно, осуществляются в техногенных системах в катализаторах, где после обработки водородом (при температурах  $\geq 330\text{-}400^\circ\text{C}$ ) формировались частицы двух фаз  $\text{RuS}_2 + \text{Ru}$  нанометрической размерности, возникающие в результате трансформации первичной фазы  $\text{RuS}_2$ , имеющей пиритовую структуру (то есть техногенный аналог лаурита), с выделением нанофаз металлического рутения (Guczi et al., 1993). Нанофазы ЭПГ других составов получены синтезом (Helmy et al., 2013). В этой связи можно отметить обогащённый Ru сплав, который

формировался в результате десульфуризации лаурита в хромитите офиолитового массива Вуринос, Греция (Garuti et al., 1997).

### **3.5. Генезис лаурит-клинохлоровых микросрастаний и происхождение новых фаз сульфоселенидов IPGE в Дунитовом блоке**

Как отмечалось, необычные микросрастания лаурита и клинохлора в хромититах Дунитового блока развиты в среде, фактически не содержащей сульфидов железа, меди и никеля. В этой ассоциации, клинохлор является главной фазой, сосуществующей с лауритом, что весьма необычно; как сообщалось, более 80% зёрен лаурита в хромититах блока представлены непосредственными двухфазными срастаниями лаурита и клинохлора. Довольно близкие значения  $mg\#$  установлены для различных текстурных форм клинохлора в хромититах, включая микросрастания с лауритом, индивидуальные включения в хромите и интерстициальные обособления клинохлора. Эти данные указывают, что все текстурные формы и разновидности кристаллизовались в равновесии с водосодержащим флюидом, присутствующим в рудоформирующей среде. Данное наблюдение согласуется с моделью (Howard, 1977), постулирующей, что гипермагнезиальные составы в хромититах могут отражать эффекты активности  $H_2O$  при достижении низкотемпературного равновесия в системе.

Таким образом, лаурит-клинохлоровые микросрастания (рис. 31), вероятно, кристаллизовались из микропорций  $H_2O$ -содержащего флюида, на довольно поздней стадии минералообразования, как следствие локального накопления и возрастания уровней избыточных и несовместимых элементов: Si, Ru и другие ЭПГ, S,  $H_2O$ , остающихся в процессе кристаллизации вмещающего хромита. В результате эти столь контрастные компоненты совместно аккумулировались в микрообъёмах водного флюида. Рутений и другие ЭПГ, совместно с S, избирательно распределялись во флюидную фазу. Присутствие  $H_2O$  в этой системе могло обусловить задержку в кристаллизации наблюдаемой

двухфазной ассоциации, лаурит + клинохлор, которые формировались на поздних стадиях рудогенеза после вмещающего хромита.

Наблюдаемое строение лаурит-клинохлоровых микросрастаний ещё примечательно тем, что лаурит, обыкновенно, располагается в центре, что предполагает его более раннюю кристаллизацию. Однако нередко в срастаниях грани кристаллов лаурита почти параллельны таковым кристаллов клинохлора, что предполагает вероятность их близ-одновременной кристаллизации из дисперсированных микрокапель флюида. Таким образом, в хромититах Дунитового блока существовала весьма дефицитная в отношении сульфидов среда рудообразования. Уровни  $fS_2$  были, по всей вероятности, ниже буфера Os–OsS<sub>2</sub>, чем обусловлено характерное сосуществование низко-Os разновидности лаурита с Os-доминантным сплавом. Как отмечалось, фрамбоидальные нанофазы самородного рутения отлагались из восстановленного, H<sub>2</sub>-содержащего флюида на основе реакции восстановления лаурита, ассоциирующего с клинохлором, до металлического рутения.

Обнаруженные впервые в массиве Падос-Тундра соединения сульфоселенид-селенидных фаз рутения, имеющих значения атомного отношения S/Se  $\leq 6$ , не известны в других массивах. Эти фазы в достаточной степени аномальны, так как предполагают аномальные, чрезвычайно низкие значения отношения S/Se в минералоформирующей среде.

Значение отношения S/Se в мантии оценивается в ряде значений 2850–4350, со средним  $\sim 3250$  (e.g., Lorand et al., 2003; Smith et al., 2016). Значение указанного отношения в хондритах вполне сопоставимо:  $2500 \pm 270$  (Boudreau et al., 1990). Самые низкие уровни отношения S/Se, 190–700, недавно документированы в сульфидных микрокаплях Платинова Рифа (Platinova Reef) в Скергаардском расслоенном комплексе, восточная Гренландия (Holwell et al., 2015). Эти данные убедительно показывают, что, при нормальных условиях сульфоселениды IPGE вряд ли могли бы формироваться в качестве первично магматических фаз, кристаллизующихся из расплава. При обычных условиях

стабильны были бы «чистые» сульфиды, без существенной примеси селена, что, надо думать, обуславливает уникальность возникновения фаз селенидов IPGE в природе. Следует добавить, что фазы IPGE-Se не могли быть сформированы и в результате магматической контаминации, так как коровые породы обладают ещё более высокими значениями отношения S/Se: от 3500 до 100 000 (Smith et al., 2016).

Таким образом, можно сделать вывод о том, что формирование установленных проявлений фаз IPGE диселенид-дисульфоселенидных составов, по всей вероятности, обусловлено процессом масштабного удаления из системы серы, что привело к критическому понижению отношения S/Se в позднем, H<sub>2</sub>O-содержащем флюиде. Подобная флюидная фаза, вероятно, задействована в формировании лаурит-клинохлоровых микросрастаний. Следует предполагать довольно окислительный характер этого флюида (близко к значению англезит-галенитового буфера), что является важным фактором в формировании селенидных минералов (Simon et al., 1997, 2005). Такое предположение находит своё подтверждение в том факте, что S действительно более мобильна, чем Se в гидротермальных флюидах и предпочтительно распределяется в водосодержащую флюидную фазу (*e.g.*, Ewers, 1977; Howard, 1977). Как отмечалось ранее, существует значительная вероятность того, что обнаруженные соединения IPGE-Se могут представлять собой фазы метастабильной кристаллизации, что объясняет их уникальные составы.

#### **Глава 4. Сфероидальные формы выветривания в массивах Падос-Тундра и Мончеплутон: текстуры, минеральные ассоциации и происхождение**

Сфероидальное выветривание родственно химическому выветриванию, имеющему весьма большую значимость в природе. Как известно, химическое выветривание, в ходе геологической истории планеты, оказало значительное влияние на формирование существующих ныне уровней и циклов  $\text{CO}_2$  в атмосфере (Berner, 1992). Кроме того, химическое выветривание играет весьма важную роль в процессах денудации, образовании рельефа, а также формировании россыпных месторождений и рудопроявлений.

Сфероидальное выветривание, по сути, является результатом химического выветривания. В текстурно-морфологическом отношении, оно выразится формирующимися ядрами реликтовых пород разного состава и размера, которые окружаются концентрическими (скорлуповидными) образованиями, вовлекающимися в специфические зоны, известные в литературе под термином «риндлет» (rindlets). Хотя агенты и механизмы химического и сфероидального выветривания всё ещё аспекты во многом дискуссионные, в целом они изучены довольно основательно (Buss et al., 2008; Caillaud et al., 2006; Claridge et al., 1984; Pokrovsky et al., 2005; Schott et al., 1985; Soubrand-Colin et al., 2005; Soubrand-Colin et al., 2005; Velbel., 2009). Исследованиями диссертанта и соавторов (102, выявлен и обоснован новый механизм формирования сфероидально выветрелых поверхностей в ультрамафитах на примере комплексов Падос-Тундра и Мончеплутон. Эти формы протрузивного выветривания существенно отличаются от «нормальных» проявлений сфероидального выветривания. Однако, морфологически текстуры сфероидов довольно подобны «нормальному» сфероидальному выветриванию, которое может приобретать самые разные масштабы (от сантиметров до метров).

Сфероиды в дунитовых породах массива Падос-Тундра имеют много общего с поверхностными текстурами выветривания, обнаруженными в



хромитоносном гарцбургите в массиве Мончеплутон. Сопоставительная характеристика этих проявлений даётся в следующих разделах диссертации.

#### **4.1. Сфероидальные формы выветривания в массиве Падос-Тундра**

Сфероидально выветрелые поверхности дунита пользуются сравнительно значительным распространением в восточной части массива и в Дунитовом блоке. В других районах массива Падос-Тундра они наблюдаются весьма редко. Как отмечалось, морфологически, сфероидальные образцы выветривания в массивах Падос-Тундра и Мончеплутон подобны друг другу (рис. 33).

В массиве Падос-Тундра, рельефно выступающие сфероиды (от 1,5 до 4 см в диаметре) распределены, в разной степени равномерно, в матрице, образованной зёрнами свежего оливина. Сфероиды сложены водосодержащими силикатами: тальком и тремолитом (табл. 24), которые имеют аутометасоматическое происхождение, развиваясь псевдоморфно за счёт замещения первичных ойкокристаллов ортопироксена (рис. 33, 34). Зёрна оливина и хромита образуют пойкилитовые включения в ойкокристаллах, замещённых амфиболами (рис. 33).

Составы минералов в образцах сфероидальных дунитов массива Падос-Тундра (табл. 24) изучены электронно-микронзондовым анализом, методом WDS, на установке Cameca SX100. Результаты этих анализов показывают довольно узкие ряды составов, выявленные на основе изучения составов 30 зёрен оливина, 30 зёрен хромита, 10 зёрен талька и такого же количества зёрен тремолита.

Представительные составы породообразующих и аксессуарных минералов (Мас.%) в дуните, имеющем сфероидальные формы выветривания в массиве Падос-Тундра

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<b>Ol</b>	<b>Tlc</b>	<b>Tlc</b>	<b>Amp</b>	<b>Amp</b>	<b>Chr</b>	<b>Chr</b>	<b>Chr</b>	<b>Chr</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.21	62.58	62.96	57.68	57.82	–	–	–	–
<b>TiO<sub>2</sub></b>	–	0.01	0.06	0.03	0.05	0.32	0.29	0.28	0.19
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	–	0.22	0.01	0.46	0.25	11.70	11.19	12.08	11.72
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	–	0.06	0.06	0.21	0.17	49.25	51.58	50.33	50.88
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	–	–	–	–	–	0.14	0.18	0.17	0.20
<b>FeO(общ.)</b>	11.62	1.34	1.31	1.96	1.99	29.30	28.32	27.64	27.80
<b>FeO(выч.)</b>	–	–	–	–	1.85	25.39	25.57	25.28	25.11
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(выч.)</b>	–	–	–	–	0.15	4.34	3.05	2.63	3.00
<b>MnO</b>	0.18	0.01	0.01	0.11	0.07	–	–	–	–
<b>MgO</b>	47.23	30.50	31.03	23.30	23.96	4.71	4.66	4.72	4.85
<b>CaO</b>	0.01	0.01	0.02	12.50	12.38	–	–	–	–
<b>NiO</b>	0.40	0.20	0.19	0.02	0.03	0.05	–	0.02	0.07
<b>ZnO</b>	–	0.25	0.18	–	0.04	0.38	0.42	0.43	0.39
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	–	–	–	0.07	–	–	–	–	–
<b>K<sub>2</sub>O</b>	–	–	0.01	0.04	–	–	–	–	–
<b>Сумма</b>	99.65	95.18	95.84	96.38	96.77	96.28	96.94	95.94	96.41
<b>Формула</b>									
<b>O</b>	4	11	11	23	23	32	32	32	32
<b>Si</b>	1.00	3.99	3.99	7.97	7.96	–	–	–	–
<b>Al</b>	–	0.02	–	0.08	0.04	3.90	3.71	4.03	3.90
<b>Cr</b>	–	–	–	0.02	0.02	11.01	11.48	11.26	11.34
<b>V</b>	–	–	–	–	–	0.03	0.04	0.04	0.05
<b>Ti</b>	–	–	–	<0.01	<0.01	0.07	0.06	0.06	0.04
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.24	0.07	0.07	0.23	0.21	6.00	6.02	5.98	5.92
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	–	–	–	–	0.02	0.92	0.65	0.56	0.64
<b>Mn</b>	<0.01	–	–	0.01	<0.01	–	–	–	–
<b>Mg</b>	1.75	2.90	2.93	4.80	4.92	1.99	1.96	1.99	–
<b>Ca</b>	–	–	–	1.85	1.83	–	–	–	–
<b>Na</b>	–	–	–	0.02	–	–	–	–	–
<b>K</b>	–	–	–	<0.01	–	–	–	–	–
<b>Ni</b>	<0.01	0.01	0.01	–	–	–	–	–	–
<b>Zn</b>	–	–	–	–	–	0.08	0.09	0.09	0.08
<b>Fo</b>	87.3	–	–	–	–	–	–	–	–
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	–	–	–	–	–	0.78	0.77	0.77	0.76
<b>Cr/(Cr+Al)</b>	–	–	–	–	–	0.74	0.76	0.74	0.74

*Примечание.* Символ *Ol* означает оливин (обогащённый форстеритовым компонентом, Fo); *Tlc* значит тальк; *Amp* это амфибол (тремолит); *Chr* хромит. Результаты электронно-микронных анализов (WDS) получены на установке Cameca SX100 (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 60 нА для оливина и 15кВ, 20 нА для других минералов в табл.

19; размер зонда 1 - 5 мкм. Fe (общ.) обозначает суммарное железо в форме FeO (мас.%). Содержания F и Cl в тремолите ниже пределов обнаружения. Прочерк означает “не установлено”. Значения двух- и трёхвалентного железа (выч.) рассчитано на основе баланса зарядов и стехиометрии.

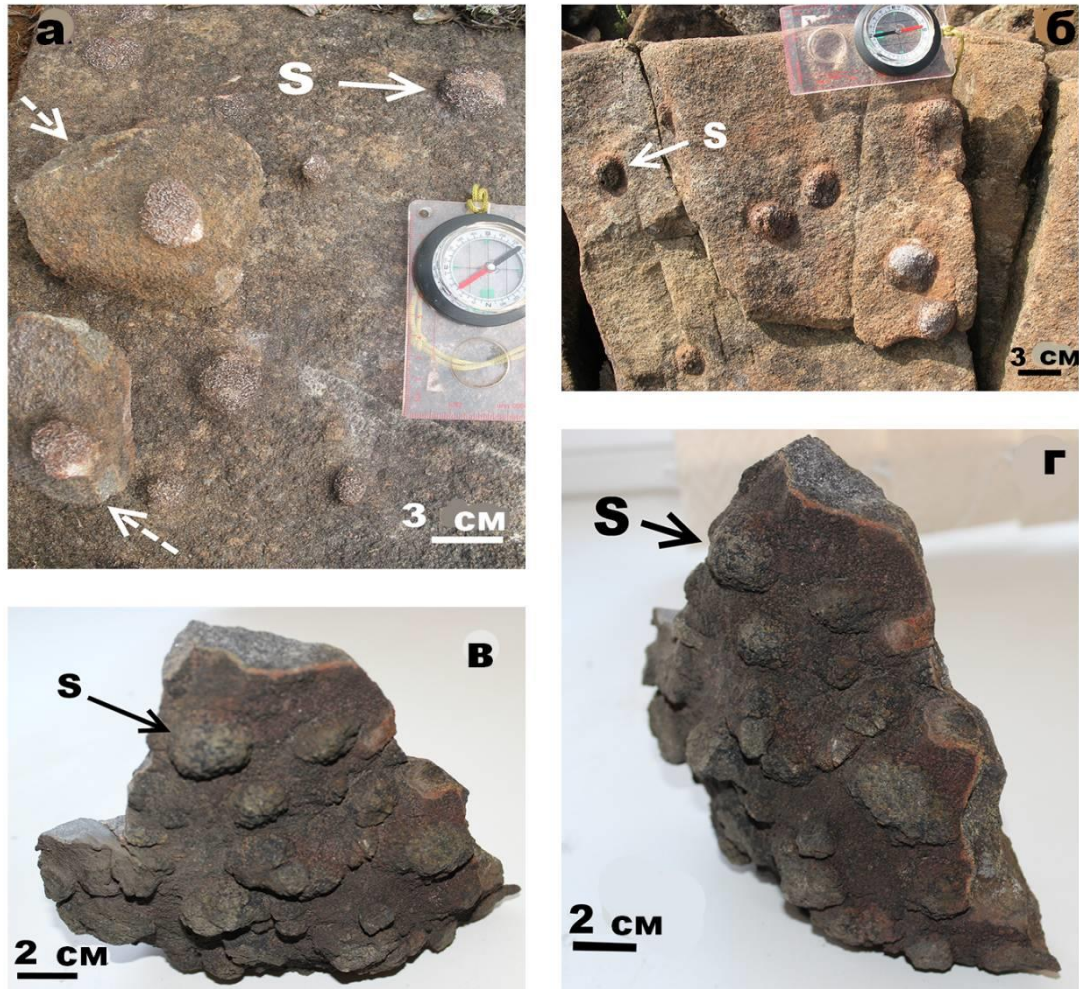


Рис. 33 (а–г). Образцы сфероидально выветрелой поверхности в ультрамафитовых породах массива Падос-Тундра (а, б) и Мончеплутон (в, г). Наблюдаемые сфероиды (S), вмещаемые оливковой матрицей, представляют собой ойкокристаллы ортопироксена, которые полностью замещены смесью талька и тремолита в массиве Падос-Тундра. Ойкокристаллы ортопироксена свежие в Мончеплутоне. Обратите внимание на выветрелую корку (в, г) на поверхностном сколе в образце из Мончеплутона, которая содержит буровато-красный материал, сформированный в результате химического выветривания оливина.

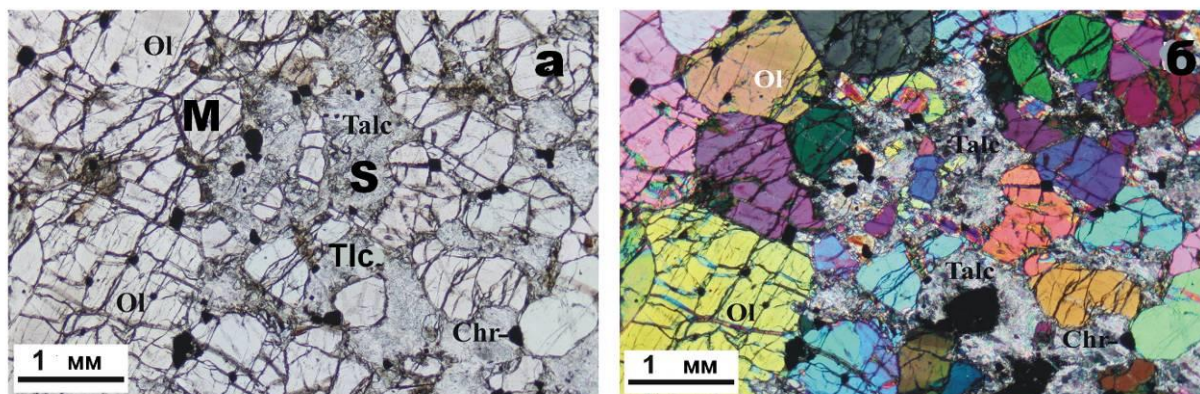


Рис. 34. (а, б). Микрофотографии (а: в проходящем свете; б: николи скрещены), показывающие контакт обогащённой оливином (Ol) матрицы (M) и сфероиды (S), который состоит из талька (Talc), развивающегося псевдоморфно по первичному ойкокристаллу ортопироксена, всецело замещённому тальком и амфиболом; Chr хромит. Восточный фланг массива Падос-Тундра.

#### 4.2. Сопоставление с наблюдениями и данными из Мончеплутона

В табл. 25 приводятся представительные составы первичных и вторичных минералов в сфероидально выветрелых образцах гарцбургита в массиве Мончеплутон (рис. 33, 35, 36). В табл. 26 сопоставляются общие вариации составов минералов сфероидов и матрицы в массивах Падос-Тундра и Мончеплутон. В массиве горы Кумужьей, Мончеплутон, сфероиды представлены 3–4-см ойкокристаллами высокомагнезиального ортопироксена,  $En_{86}$ , который содержит в качестве включений агрегаты хромита-магнезиохромита, а также включения высоко- $Fo$  оливина и магнезиального клинопироксена (авгита).



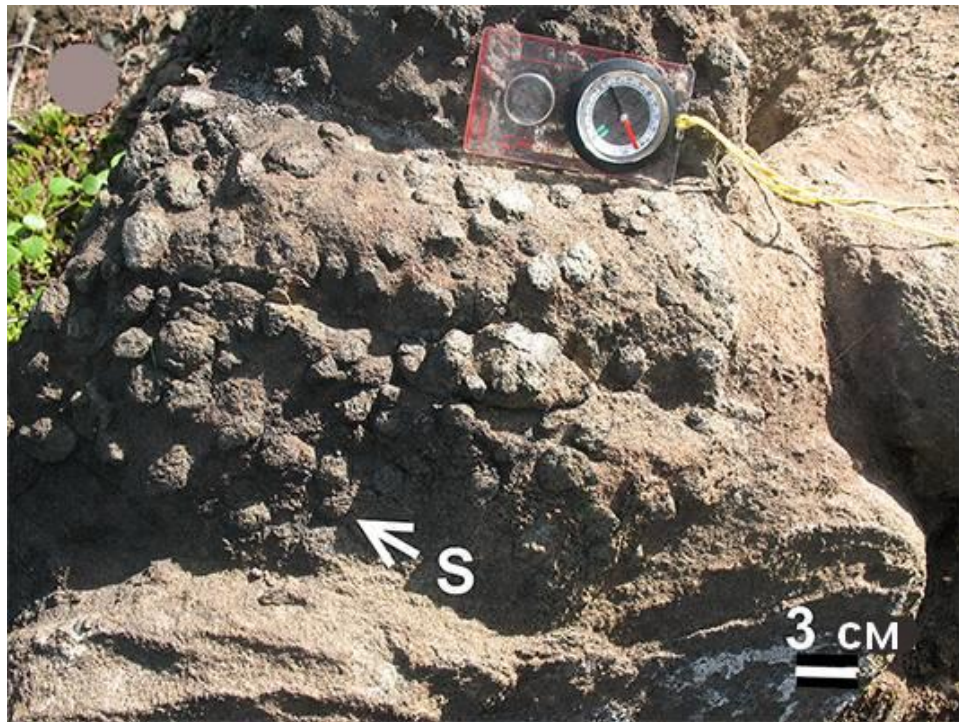


Рис. 35. Обнажение и текстура сфероидального типа выветривания в гарцбургите на склоне массива горы Кумужьей, массив Мончеплутон; рельефно выступающие сфероиды (S) представляют собой довольно вежие ойкокристаллы ортопироксена.

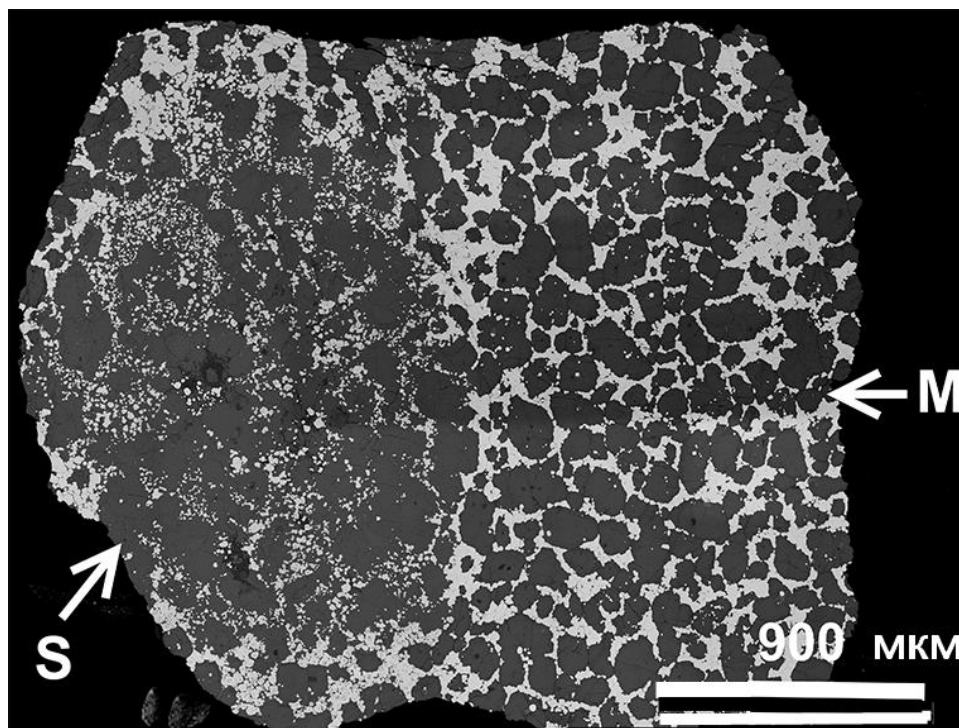


Рис. 36. Морфология сфероидов (S), сложенных свежим ортопироксеном, и матрицы (M), сложенной кристаллами оливина и хромитом-магнезиохромитом, интерстициальным по отношению к оливину; изображение в отражённых электронах; сфероидально выветрелый гарцбургит массива Мончеплутон.

Составы породообразующих минералов в минерализованном гарцбургите (Мас.%), обладающем сфероидально выветрелой поверхностью, массив горы Кумужьей, Мончеплутон

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	S	M	S	S	S	S	M	M	S	S
	Fo	Fo	Орх	Срх	Амп	Тлс	Chr	Chr	Chr	Chr
SiO <sub>2</sub>	40.08	40.34	55.93	52.87	58.36	62.13	n.d.	0.25	0.19	0.21
TiO <sub>2</sub>	n.d.	n.d.	0.06	0.22	n.d.	n.d.	0.39	0.36	0.38	1.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	1.62	2.42	0.61	0.19	15.77	15.91	18.24	18.74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.69	1.37	0.21	0.06	49.31	49.22	46.45	47.12
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.17	0.13	0.17	0.13
FeO(общ.)	10.15	8.89	7.32	3.40	0.86	0.71	24.37	24.23	24.56	22.77
FeO(выч.)	—	—	—	—	—	—	19.83	20.14	20.96	21.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (выч.)	—	—	—	—	—	—	5.05	4.55	4.00	0.98
MnO	0.15	0.14	0.20	0.11	n.d.	n.d.	0.28	0.31	0.30	0.29
MgO	49.53	49.87	32.01	17.36	23.94	31.28	9.74	9.75	9.17	9.43
CaO	n.d.	n.d.	1.54	21.11	12.92	0.09	n.d.	n.d.	0.17	0.06
NiO	0.36	0.35	n.d.	n.d.	0.05	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Сумма	100.3	99.6	99.4	98.9	97.0	94.6	100.5	100.6	100.0	100.3
<b>Формула</b>										
O	4	4	6	6	23	11	32	32	32	32
Si	0.98	0.99	1.96	1.95	7.98	3.97		0.06	0.05	0.05
Al	—	—		0.11	0.10	0.01	4.79	4.82	5.52	5.63
Cr	—	—	0.02	0.04	0.02	—	10.05	10.01	9.43	9.50
V	—	—	—	—	—	—	0.04	0.03	0.04	0.03
Ti	—	—	0.002	0.006	—	—	0.08	0.07	0.07	0.28
Fe <sup>2+</sup>	0.21	0.18	0.22	0.11	0.10	0.04	4.27	4.33	4.50	4.67
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	0.98	0.88	0.77	0.19
Mn	0.003	0.003	0.006	0.003	—	—	0.06	0.07	0.07	0.06
Mg	1.81	1.83	1.67	0.96	4.88	2.98	3.74	3.74	3.51	3.58
Ni	0.007	0.007	—	—	—	0.007	—	—	—	—
Ca	—	—	0.06	0.84	1.89	0.01	—	—	0.05	0.02
Fo	89.2	90.5	—	—	—	—	—	—	—	—
Fa	10.3	9.1	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	3.0	44.1	—	—	—	—	—	—
En	—	—	86.0	50.4	—	—	—	—	—	—
Fs	—	—	11.0	5.5	—	—	—	—	—	—
Fe/(Fe+Mg)	—	—	—	—	—	—	0.58	0.58	0.60	0.58
Cr/(Cr+Al)	—	—	—	—	—	—	0.68	0.67	0.63	0.63

*Примечание.* Литеры “М” и “S” относятся к анализированным зёрнам из матрицы (М) и сфероидов (S). Fo обозначает форстерит ; Орх = ортопироксен (энстатит); Срх = клинопироксен (авгит); Амп = амфибол (тремолит); Тлс = тальк; и Chr = хромит. №1 - 10

относятся к результатам WDS, выполненным на установке Cameca MS-46, при 20 кВ и 30 нА, используя стандарты: форстерит (для Mg), гематит (Fe), пироп (Al), волластонит (Ca и Si), лоренценит (Ti),  $MnCO_3$  (Mn), хромит (Cr), химически чистый Ni (Ni). Fe (общ.) означает «всё Fe в форме FeO» (мас.%). n.d.: не установлено; n.a.: не анализировался. Значения двух- и трёхвалентного железа (выч.) вычислены на основе баланса зарядов и стехиометрии.

Таблица 26

Сопоставление модальных содержаний и составов минералов в ультрамафитовых породах, обладающих сфероидально выветрелыми поверхностями в массивах Падос-Тундра и Мончеплутон

	Падос-Тундра (Дунит)	Мончеплутон (Гарцбургит)
Матрица	Оливин (>90 объём.%) Fo <sub>87.0-87.5</sub> NiO 0.36–0.41 мас.% MnO 0.17–0.19 мас.%	Оливин (~30 объём.%) Fo <sub>89.2-90.5</sub> NiO 0.4 мас.% MnO 0.15 мас.%
Сфероиды	Ортопироксен (Орх): всецело изменён  Тальк (автометасоматический по Орх); Амфибол (тремолит: <i>mg#</i> 95.4–95.9);	Ортопироксен (~45–50 объём.%) [Wo <sub>3.0</sub> En <sub>86.0</sub> Fs <sub>11.0</sub> ] Клинопироксен (<5 объём.%) [Wo <sub>44.1</sub> En <sub>50.4</sub> Fs <sub>5.5</sub> ] Амфибол (тремолит: <i>mg#</i> 98.0); Тальк (автометасоматический по Орх)
Хромит	Акцессорий Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 49.2–51.6 мас.% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 11.2–12.1 мас.% MgO 4.5–4.9 мас.% Fe/(Fe+Mg) 0.8 Cr/(Cr+Al) 0.7–0.8	Сегрегация (~20 объём.%) Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 46.5–49.3 мас.% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15.8–18.7 мас.% MgO 9.2–9.8 мас.% Fe/(Fe+Mg) 0.6 Cr/(Cr+Al) 0.6–0.7

Примечание. Индекс *mg#* =  $100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ .

Таким образом, обсуждаемые проявления сфероидального типа выветривания в ультрамафитах комплексов Кольского по-ва обнаруживают заметное подобие. (1) В обоих массивах, развиты ойкокристаллы или сфероиды (эллипсоиды) ортопироксена (полностью замещённые вторичными силикатами или хорошо сохранившиеся), ассоциирующие с оливиновыми кумулатами,

развитыми в матрице. (2) Зёрна хромшпинелидов в этих породах (дунит и гарцбургит, соответственно: табл. 26) представлены глинозёмистой разновидностью магнезиального хромита. Эти составы довольно подобны с несколько более высоким содержанием Mg (магнезиохромитовый компонент) и Al, и, соответственно, более низким содержанием Fe и Cr в гарцбургите Мончеплутона. (3) Варьирующие количества талька и тремолита, сформированных в результате автотасоматического изменения ориопироксена, присутствуют в обеих этих породах. Дунитовая порода массива Падос-Тундра обладает, однако, значительно меньшим содержанием ранее существовавших (и всецело замещённых) ойкокристаллов (~5 объём. %); она содержит значительно меньшую долю хромитовой минерализации и обогащена довольно высокофорстеритовым оливином (ряды значений Fo: 87,0–87,5 и 89,2–90,5, соответственно: табл. 26). Относительно обогащённый Mg состав (и соответственно менее железистый) оливина в Мончеплутоне мог бы быть обусловлен возможной реакцией достижения субсолидусного равновесия с ассоциирующим хромшпинелидом серии хромит-магнезиохромит (~20 объём. %). Однако, зёрна хромита в гарцбургите также заметно богаче Mg, чем акцессорный хромит дунита Падос-Тундры, что согласуется с более магнезиальной средой, существующей при кристаллизации гарцбургита массива горы Кумужьей в массиве Мончеплутон.

#### **4.3. Последовательность магматической кристаллизации в сфероидально выветрелых ультрамафитах**

В массиве Мончеплутон, текстурными взаимоотношениями и составами ассоциирующих минералов обосновывается следующий порядок кристаллизации: (1) кристаллы оливина: Ol (*M*: матрица) → (2) зёрна хромита (Chr), интерстициальные по отношению к Ol (*M*); субгедральные зёрна Chr, вмещаемые ортопироксеном: Орх (*S*: сфероиды) → (3) ойкокристаллы Орх (*S*), кристаллизующиеся из более эволюционированного (фракционированного)



расплава; интеркумулусный клинопироксен → (4) зональный Chr (*M*); фторапатит (*S*), формирующиеся из капель захваченного расплава → (5) микрозёрна никелевых сульфидов, отлагающиеся в межзерновом пространстве у границ зёрен хромита (*S*); микровключения альбита (в Chr), сформированные при температуре <math><400^{\circ}\text{C}</math> из захваченных микрокапель выкоэволюционированного расплава или остаточного расплава, обогащённого Na и Si, которые являются несовместимыми элементами по отношению к хромиту.

Последовательность кристаллизации, прослеживаемая в дунитовых образцах сфероидального выветривания массива Падос-Тундра, в целом, хорошо согласуется с указанной выше схемой: (1) кристаллы Ol (*M*: матрица) → (2) зёрна хромита [ассоциирующего с Ol (*M*) и вмещаемые вторично изменёнными ойкокристаллами Орх (*S*)] → (3) ойкокристаллы Орх (*S*), кристаллизующиеся из фракционированного расплава. (4) Наконец, в результате накопления  $\text{H}_2\text{O}$  и магматических летучих компонентов, первичные ойкокристаллы Орх были всецело замещены тальком и тремолитом в процессе автометасоматоза.

#### **4.4. Факторы, благоприятствующие развитию сфероидального выветривания**

Как известно, формирование обычных или “нормальных” форм сфероидального выветривания основывается на следующей последовательности событий: «Развитие прямолинейных систем микротрещин» → «Формирование прямоугольных блоков разной размерности» → «Сглаживание и округление в плане их граней и угловатостей» (Buss et al., 2008; Chapman, 1949; Chatterjee et al., 1998; Fletcher et al, 2006).

Как видим в случае сфероидальных форм выветривания, изученных в массивах Падос-Тундра и Мончеплутон мы не наблюдаем развития столь характерных элементов и признаков, как риндлеты (rindlets); также отсутствуют

поровые пространства в зонах риндлет и не наблюдается особых систем микротрещин. Эти наблюдения подтверждают вывод о том, что данный тип сфероидальных поверхностей выветривания имеет совсем другое происхождение. Как показано выше, наблюдается очевидное подобие в формах сфероидального выветривания в массиве Падос-Тундра и массива горы Кумужьей, массив Мончеплутон. Следует выделить следующие особенности:

(1) Сфероидально выветрелый образец гарцбургита, г. Кумужья, представляет собой плотную, недеформированную и свежую породу (рис. 33). Зёрна, обнажающиеся на выветрелой поверхности образца, демонстрируют сильное взаимосцепление, что отрицает вероятность формирования такой поверхности в результате селективной дезинтеграции зёрен оливиновой матрицы.

(2) Фронт выветривания, таким образом, был ограничен приповерхностным слоем толщиной не более 1 мм. Непосредственно снаружи, кора выветривания имеет чёрный матовый цвет, переходящий, однако, в бурокрасноватый в пределах внутреннего, обнажаемого на сколе слоя этой коры выветривания образца гарцбургита (рис. 33). Данный красноватый материал, вероятно, представлен смесью фаз  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeOOH}$ , и является вторичным, обогащенным  $\text{Fe}^{3+}$ , и сформированным в процессе супергенного окисления железа, высвобождаемого в ходе выветривания зёрен оливина.

Подчеркнём теперь особые характеристики, являющиеся ключевыми в понимании механизма формирования сфероидальных форм выветривания в массиве Мончеплутон: (1) Присутствие крупных ойкокристаллов ортопироксена, которые являются компонентом магматической текстуры; (2) Существование различий в степени подверженности выветриванию оливина и ортопироксена. Как известно, реакционная серия Боуэна согласуется с порядком возрастания стабильности минералов на земной поверхности: кварц наиболее стабилен и оливин наименее стабилен в этой последовательности. Также известно, что энстатит имеет более значительную сопротивляемость

химическому выветриванию, чем форстерит; последовательность в этом ряду минералов, по степени повышения их устойчивости, такова: Ol → Pl → Prx → рудные минералы (Eggleton et al., 1987).

В отличие от свежих ортопироксеновых ойкокристаллов Мончеплутона, собственно сфероиды и/или эллипсоиды в массиве Падос-Тундра всецело слагаются водосодержащими силикатами: тальком и тремолитом, которые, таким образом, имеют большую устойчивость к выветриванию, чем ассоциирующий с ними оливин. Добавим, что индивидуальные сфероиды, полностью идентичные таковым в обнажениях *in situ*, были найдены в хорошей степени сохранности вблизи на земной поверхности, в «препарированном», то есть полностью освобождённом от вмещающего оливина состоянии. Это наблюдение также подтверждает заключение о большей сопротивляемости сфероидов процессам химического выветривания.

Смесь талька и тремолита, слагающая сфероиды в массиве Падос-Тундра, является ассоциацией довольно мягких минералов. Следовательно, процессы химического выветривания, не физического, оказали основной контроль над формированием сфероидально выветрелой поверхности.

Шарообразная форма выступающих сфероидов могла представлять собой дополнительный фактор их большей устойчивости по отношению к выветриванию, определяя более значительную стабильность в супергенной среде. В заключение этой части диссертационной работы, следует полагать, что подобные поверхности выветривания могут быть вполне ожидаемы в других ультрамафитовых массивах, в особенности в ультрамафитовых зонах расслоенных интрузий.

## Глава 5. Ультрамафиты района горы Карека-Тундра (Серпентинитовый пояс) и их сопоставление с массивом Падос-Тундра

Цепочки выходов тел метаморфизованных ультрамафитов района г. Карека-Тундра находятся у самой границы с Финляндией, распространяясь далее на территорию этой страны (рис. 37).

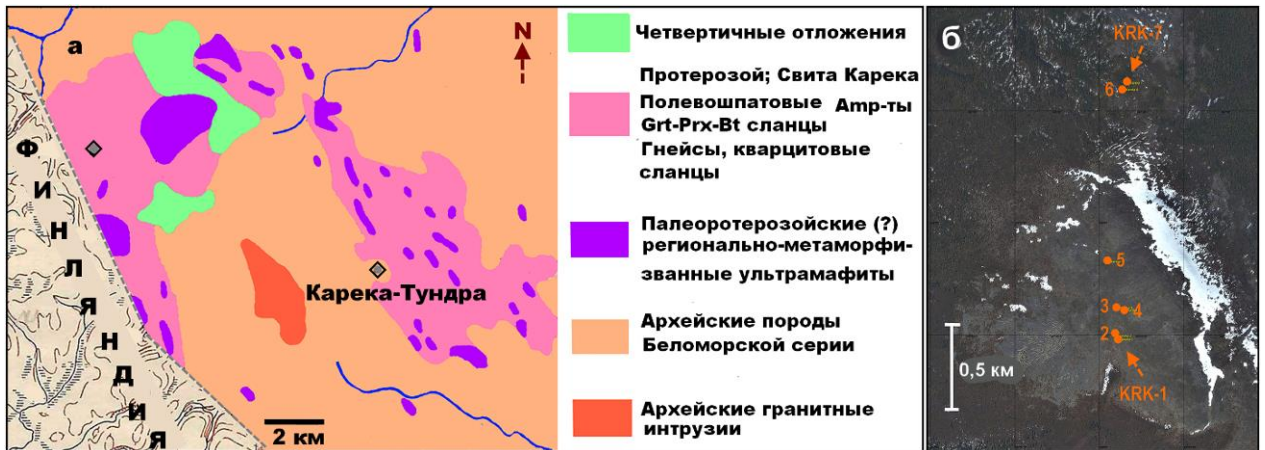


Рис. 37. Схема региональной геологии района западной части Кольского по-ва, показывающая распространение выходов ультрамафитовых пород горы Карека-Тундра (составлена по материалам картирования масштаба 1:200 000 по данным Леонтьева и Белонин) (Леонтьева и др., 1964). Рис. 37б. Точки опробывания исследованных тел ультрамафитов (в порядке от точки KRK-1 до KRK-7), показанные на спутниковом изображении района г. Карека-Тундра.

Работами (Дюков, 1949, 1950) закартирован ряд ультрамафитовых тел, которые, как отмечено, часто имеют дайкообразную форму, преимущественно локализуясь в «рассланцованных амфиболитах», достигая размеров ~0,2-0,3 км по ширине и 1,5-2 км по протяжению. Этими авторами допускалась интрузивная природа данных дайковых тел. Эти образования входят в так называемый Серпентинитовый пояс по Мурашову (Мурашов, 1958), куда также относится, в качестве его основного представителя, массив Падос-Тундра, находящийся примерно в ~30 км к северу от г. Карека-Тундра. Как сообщалось, последними исследованиями Sm-Nd методом выявлен Палеопротерозойский возраст (~2,4-2,5 млрд лет) массива Падос-Тундра (Серов и др., 2017). Эта

датировка существенно отличается от данных датирования циркона, дающих заметно более молодой возраст массива: ~2,15 млрд лет (Sharikin et al., 2009).

Следует отметить, что сколь-нибудь детальные аналитические данные по ультрамафитам Кареки-Тундры отсутствуют, что определило актуальность и новизну их изучения. Нами исследовано семь тел ультрамафитов горы Карека-Тундра, обнажающихся вдоль линейного пересечения юго-северного простирания (рис. 37б). В ряде выходов, действительно, наблюдается дайкообразная форма этих тел, имеющих уплощённо-удлинённую морфологию (рис. 38б).



Рис. 38 Фотографии характерных выходов ультрамафитов (у/м) г. Карека-Тундра.

Однако, обследованные тела всё же не являются дайками, представляя собой грядообразные выходы фрагментированных ультрамафитов, подвергшихся сильному регионально динамометаморфическому воздействию и, вследствие этого имеющих ярко выраженные сланцеватые текстуры и тектонические контакты с вмещающими породами. Размеры тел ультрамафитов достигают первых десятков метров по протяжению. Наблюдались и небольшие по размерам фрагменты неправильных и угловатых очертаний ( $\leq 1-2$  м). По химическому составу, исследованные породы соответствуют перидотиту (гарцбургиту) и оливиновому ортопироксениту (табл. 27).

Таблица 27

Содержание главных и редких элементов в ультрамафитовых породах горы Карека-Тундра, Кольский по-в

№ Пробы	KRK-2	KRK- 7		KRK-2	KRK-7		KRK-2	KRK-7
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45.11	40.79	<b>Sc</b>	32	15.8	<b>Pr</b>	1.12	0.37
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.67	0.18	<b>V</b>	180	70	<b>Nd</b>	5.5	1.80
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7.29	4.08	<b>Cr</b>	1991.7	3399.6	<b>Sm</b>	1.58	0.53
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.31	0.50	<b>Co</b>	99	114	<b>Eu</b>	0.51	0.18
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12.82	10.79	<b>Ni</b>	1108.7	1481.3	<b>Gd</b>	2.1	0.64
<b>MnO</b>	0.19	0.16	<b>Cu</b>	563	<5	<b>Tb</b>	0.38	0.13
<b>MgO</b>	22.67	31.84	<b>Zn</b>	100	84	<b>Dy</b>	2.5	0.91
<b>CaO</b>	6.84	4.16	<b>Rb</b>	1.0	23	<b>Ho</b>	0.52	0.19
<b>NiO</b>	0.12	0.16	<b>Sr</b>	56	29	<b>Er</b>	1.49	0.56
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.51	0.28	<b>Y</b>	13.6	5.4	<b>Tm</b>	0.22	0.085
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.05	0.06	<b>Zr</b>	42	12.2	<b>Yb</b>	1.40	0.56
<b>V<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.03	0.01	<b>Nb</b>	2.0	0.75	<b>Lu</b>	0.20	0.084
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.06	0.03	<b>Cs</b>	0.49	11.6	<b>Hf</b>	1.17	0.37
<b>SO<sub>3</sub></b>	0.48	<0.03	<b>Ba</b>	7.7	3.0	<b>Ta</b>	0.12	0.090
<b>LOI</b>	2.32	6.69	<b>La</b>	2.8	1.02	<b>Th</b>	0.27	0.15
<b>Total</b>	99.47	99.80	<b>Ce</b>	7.1	2.5	<b>U</b>	0.12	0.030

*Примечание.* В первой колонке представлены результаты анализа РФА, выраженные в мас. %. Всё Fe приводится в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вторая и третья колонки представляют результаты анализа методом ICP-MS (в г/т). Изученные породы соответствуют оливинсодержащему ортопироксениту (вторично изменённый) в пробе №KRK-2 и изменённому гарцбургиту в пробе KRK-7.

Весьма необычен установленный факт того, что, несмотря на сильную сланцеватость ультрамафитов г. Карека-Тундра, довольно крупные реликты первичных кристаллов оливина сохраняются в этих породах (рис. 39).

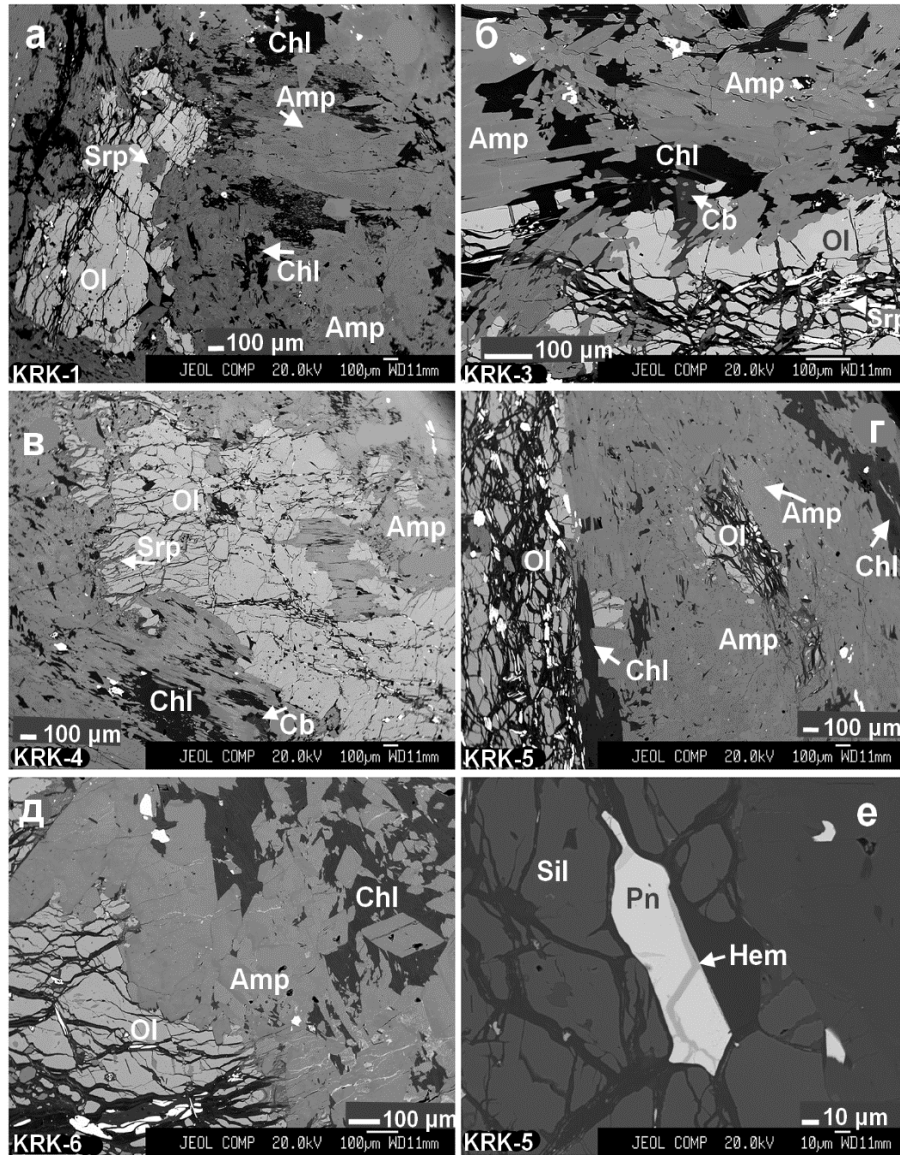


Рис. 39 (а-е) Изображения в отражённых электронах, показывающие текстуры и реликтовые зёрна оливина (Ol), ассоциирующего с амфиболами (Amp), минералами группы хлорита (Chl) и серпентина (Srp), с локальным развитием вторичного карбоната Mg (Cb). На рисунке 39е, демонстрируется зерно Со-содержащего пентландита (Pn), которое содержит прожилок гематита (Hem); sil: силикатный минерал. Масштабный отрезок равен 100 мкм (рис. 39а-д) и 10 мкм (рис. 39е).

Одно из зёрен показывает явную морфологию магматического оливина (рис. 39 а). Все зёрна оливина обладают признаками существенной деформации и катаклаза, что свидетельствует об их дометаморфическом происхождении. Кроме того, зёрна оливина в этих породах окружаются амфиболами и

минералами группы хлорита; не наблюдалось случаев нахождения выделений оливина среди серпентиновой массы, что могло бы указывать на метаморфическое происхождение оливина. Таким образом, первичный магматогенный генезис оливина устанавливается достаточно определённо. Неожиданно хорошая сохранность реликтового оливина, с учётом сильнейшей метаморфической переработки исходных пород, связывается с особыми условиями регионального метаморфизма. Вероятно, динамометаморфическое преобразование пород происходило в условиях сравнительно «сухой» системы, без существенного присутствия воды и химически активных летучих компонентов.

Проанализированные зёрна оливина в породах Кареки-Тундры имеют сравнительно невысокую магнезиальность, с максимальной величиной индекса Mg# 80-84 и 72-77 минимум (табл. 28).

Таблица 28

Составы оливина в ультрамафитовых породах горы Карека-Тундра

	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#
1	KRK-1	38.73	0.02	19.20	0.22	41.80	0.01	0.26	100.23	79.3
2		38.73	0.02	19.21	0.22	41.86	0.01	0.26	100.31	79.3
3		38.67	0.01	19.88	0.22	41.17	0.01	0.31	100.26	78.5
4	KRK-2	38.32	0	24.39	0.33	36.97	0	0.16	100.17	72.7
5		38.47	0.01	24.21	0.33	37.20	0.01	0.14	100.35	73.0
6		38.36	0.01	24.81	0.31	36.81	0.01	0.13	100.44	72.3
7	KRK-3	38.34	0	21.91	0.23	39.18	0.01	0.26	99.94	75.9
8		38.29	0	21.93	0.23	39.28	0.01	0.29	100.04	76.0
9		38.53	0.01	21.18	0.22	40.19	0.01	0.27	100.40	77.0
10	KRK-4	39.45	0	14.85	0.18	44.51	0	0.28	99.27	84.1
11		39.55	0	15.20	0.18	44.70	0.01	0.30	99.94	83.8
12		39.59	0	15.43	0.20	44.68	0	0.31	100.21	83.6
13	KRK-5	39.11	0.01	19.55	0.28	40.97	0.01	0.26	100.17	78.6
14		39.06	0	19.64	0.29	41.19	0	0.26	100.45	78.6
15		39.11	0.01	19.73	0.30	40.89	0.01	0.27	100.31	78.4
16	KRK-6	39.58	0.01	16.06	0.25	44.15	0.01	0.34	100.41	82.8
17		39.67	0	15.99	0.25	44.13	0	0.34	100.38	82.9
18		39.56	0	15.89	0.25	44.10	0.01	0.37	100.18	83.0
19	KRK-7	39.57	0	16.06	0.26	43.71	0.01	0.28	99.89	82.7



20	39.51	0	16.06	0.26	44.24	0.01	0.33	100.41	82.9
21	39.55	0.01	15.99	0.28	44.01	0.01	0.32	100.16	82.8

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов, в мас.%, получены на установке JEOL JXA-8100. Ноль означает содержание ниже предела обнаружения. Индекс  $Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn)$ . Изученные породы соответствуют оливинсодержащему ортопироксениту (вторично изменённый) в пробе №KPK-1-6 и изменённому гарцбургиту в пробе KPK-7.

Эти составы заметно менее магнезиальны, чем кумулюсный оливин массива Падос-Тундра (рис. 40 а).

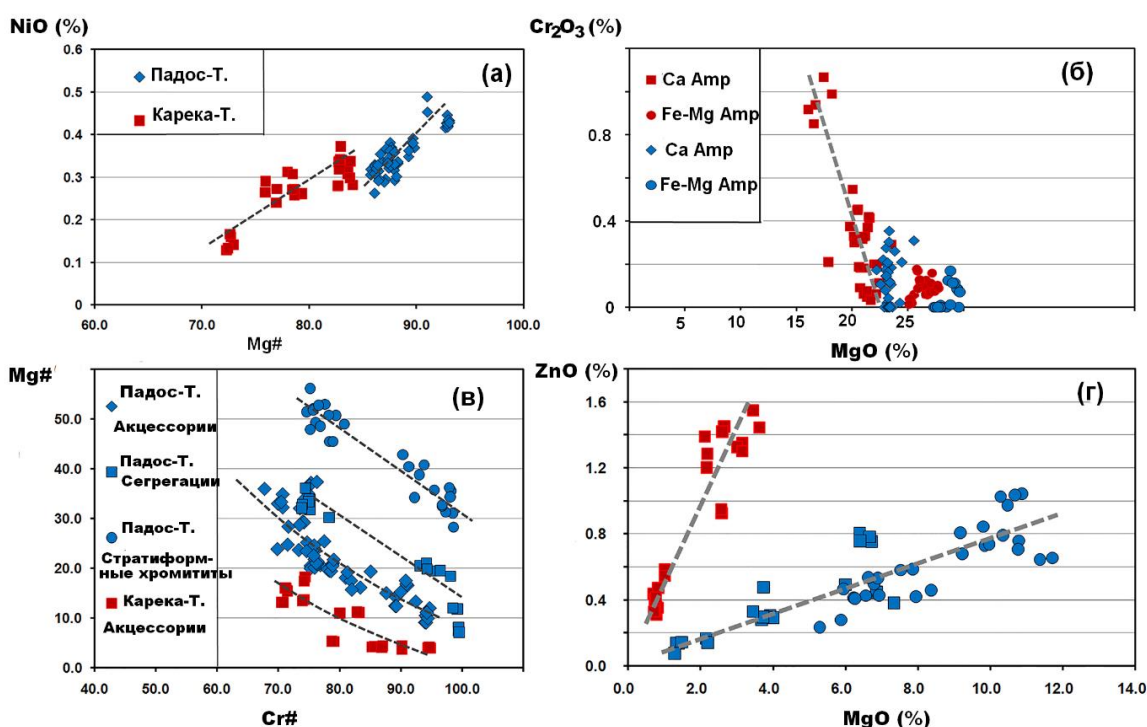


Рис. 40 (а-г). Диаграмма вариаций содержаний NiO (мас.%) и значений индекса Mg# в составах оливина (а), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO (мас.%) в составах амфиболов (б), значений индексов Cr# и Mg# в ставах хромшпинелидов (в), а также содержаний ZnO (мас.%) и MgO (мас.%) (г) в хромшпинелидах ультрамафитов г. Карека-Тундра (символы красного цвета) и Падос-Тундра (голубого цвета). На рис. 40г, голубые ромбы обозначают фигуративные точки аксессуарных зёрен, голубые квадраты точки сегрегаций *in situ* Дунитового блока, и голубые кружки обозначают образцы стратиформных хромититов Дунитового блока массива Падос-Тундра.

Содержания примеси Ni также, соответственно, низки в оливине пород массива Карека-Тундра (табл. 29). Наблюдаемый тренд составов оливина на диаграмме Ni-Mg# является линейным. Выявлена значимая положительная корреляция этих значений, что является подтверждением магматического (не метаморфического) происхождения реликтового оливина (рис. 40 а).

Две группы амфиболов присутствуют в исследованных породах г. Карека-Тундра. Кальциевые амфиболы представлены рядом тремолит-актинолит; дополнительно, развита магниевая роговая обманка, т.е. магнезио-горнбленд. Железо-магнезиальные амфиболы представлены антофиллитом. Барроизит довольно редок в исследованных породах (табл. 29).

Таблица 29

Составы амфиболов в ультрамафитовых породах горы Карека-Тундра

№ проб		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)		
1	<b>KRK-1</b>	<b>Кальциевые Амр</b>	54.38	0.26	4.22	0.18	4.51	
2			54.76	0.21	3.49	0.05	4.29	
3	<b>KRK-2</b>		54.72	0.18	3.96	0.18	4.13	
4			55.29	0.19	3.62	0.19	5.92	
5			50.59	0.38	8.14	0.21	6.99	
6			<b>Кальциевые Амр</b>	52.65	0.21	5.82	0.42	8.90
7				46.63	0.35	12.74	0.94	6.53
8	<b>KRK-4</b>		47.44	0.31	11.66	0.92	7.82	
9			47.89	0.32	11.10	0.85	7.15	
10			47.69	0.30	11.17	1.07	5.83	
11			<b>KRK-5</b>	53.42	0.43	5.38	0.33	4.57
12				53.88	0.40	4.92	0.30	4.15
13			53.97	0.42	4.99	0.31	4.22	

14	<b>KRK-6</b>		53.88	0.50	5.09	0.33	3.58
15			55.30	0.27	3.64	0.42	3.09
16			51.74	0.47	6.55	0.55	3.79
17	<b>KRK-7</b>		52.96	0.41	5.63	0.46	3.65
18			56.21	0.13	2.45	0.20	3.20
19	<b>KRK-1</b>	<b>Железо- Магнезиаль-ные Аmp</b>	57.48	0.02	0.64	0.10	11.80
20			57.60	0.02	0.47	0.06	12.65
21	<b>KRK-2</b>		58.00	0.02	0.83	0.02	13.51
22			57.69	0.04	1.03	0.02	13.45
23	<b>KRK-3</b>		56.87	0.02	2.05	0.13	11.79
24			56.68	0.02	2.17	0.18	12.00
25	<b>KRK-4</b>		58.06	0.04	0.88	0.16	10.42
26			57.57	0.06	1.91	0.11	9.96
27	<b>KRK-5</b>		58.43	0.02	0.75	0.06	11.17
28			58.51	0.01	0.82	0.07	11.31
29	<b>KRK-6</b>		58.71	0.02	0.46	0.10	10.14
30			58.72	0.04	0.74	0.09	9.79

Таблица 29 (продолжение)

№ проб			MnO	MgO	CaO	NiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	<b>KRK-1</b>	<b>Кальциевые Аmp</b>	0.08	20.75	12.43	0.10	0.52	0.05	97.48
2			0.09	21.34	12.42	0.09	0.44	0.05	97.21
3			0.09	21.04	12.39	0.11	0.47	0.04	97.32
4	<b>KRK-2</b>		0.13	20.63	11.32	0.06	0.53	0.05	97.92
5			0.12	17.87	11.67	0.03	1.12	0.13	97.26
6	<b>KRK-3</b>	<b>Натро- кальциевые Аmp</b>	0.19	21.56	6.89	0.13	0.72	0.07	97.54
7		<b>Кальциевые Аmp</b>	0.11	16.71	11.37	0.12	1.49	0.12	97.10

8	<b>KRK-4</b>		0.09	16.06	11.32	0.10	1.38	0.11	97.20
9			0.09	16.55	11.43	0.11	1.50	0.10	97.10
10			0.11	17.46	11.42	0.09	1.82	0.11	97.05
11	<b>KRK-5</b>		0.13	20.15	12.02	0.07	0.65	0.07	97.22
12			0.09	20.21	12.18	0.05	0.49	0.08	96.75
13			0.10	20.35	12.19	0.06	0.54	0.06	97.20
14	<b>KRK-6</b>		0.08	21.04	12.56	0.09	0.73	0.07	97.94
15			0.08	21.47	12.71	0.10	0.54	0.06	97.67
16			0.10	20.05	12.51	0.11	1.30	0.11	97.27
17	<b>KRK-7</b>		0.10	20.53	12.57	0.07	1.03	0.12	97.51
18			0.11	21.98	12.46	0.06	0.54	0.05	97.39
19	<b>KRK-1</b>	<b>Железо-Магнезиальные Амр</b>	0.27	26.55	0.41	0.09	0.07	0.01	97.42
20			0.29	25.58	1.03	0.11	0.03	0	97.83
21	<b>KRK-2</b>		0.36	25.34	0.43	0.07	0.07	0	98.65
22			0.34	25.13	0.48	0.06	0.07	0.	98.30
23	<b>KRK-3</b>		0.28	26.07	0.50	0.10	0.21	0.01	98.02
24			0.28	25.8	0.45	0.11	0.19	0	97.86
25	<b>KRK-4</b>		0.28	27.19	0.44	0.12	0.16	0	97.74
26			0.30	27.10	0.50	0.12	0.25	0.01	97.89
27	<b>KRK-5</b>		0.38	26.90	0.46	0.09	0.08	0	98.35
28			0.38	27.04	0.34	0.08	0.05	0	98.62
29	<b>KRK-6</b>		0.35	27.66	0.42	0.10	0.10	0	98.06
30			0.33	27.76	0.57	0.09	0.16	0	98.27

*Примечание.* Результаты электронно-микронных анализов, в мас.%, полученные на установке JEOL JXA-8100. Нуль означает содержание ниже предела обнаружения. Индекс  $Mg\# = 100Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$ . FeO(общ) всё Fe в форме FeO. Анализы № 1-3 соответствуют тремолиту; № 4 актинолиту; № 5-12 магнезио-горнбленду; № 13, 14 актинолиту; № 15, 16 тремолиту; № 17, 18 магнезио-горнбленду; № 18-30 соответствуют антофилиту. Наименования изученных пород приведены в Таблице 28.

Для кальциевых амфиболов Кареки-Тундры характерна повышенная примесь хрома (рис. 40). Как и составы оливина, амфиболы существенно менее магнезиальны в ультрамафитах г. Карека-Тундра в сравнении с массивом Падос-Тундра (рис. 40). Акцессорные зёрна хромшпинелидов ( $\leq 0,2$  мм) также сравнительно низкомагнезиальны (табл. 30).

Таблица 30

Составы акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах горы Карека-Тундра

		<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO общ</b>	<b>FeO (выч.)</b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (выч.)</b>	<b>MnO</b>
1	KRK-1	1.74	3.27	28.29	0.51	60.58	31.39	32.44	0.30
2		1.70	3.18	28.45	0.45	60.56	31.30	32.51	0.34
3		1.69	2.88	28.78	0.49	59.66	30.94	31.91	0.34
4		1.73	2.96	29.21	0.47	59.84	31.32	31.70	0.33
5	KRK-4	0.48	11.72	41.75	0.25	41.26	29.09	13.53	0.42
6		0.46	11.67	42.18	0.32	40.59	28.97	12.91	0.45
7		1.53	2.62	35.64	0.41	53.98	30.88	25.67	0.54
8		1.59	2.62	35.86	0.33	53.99	30.78	25.79	0.54
9	KRK-5	1.60	5.69	32.02	0.49	55.51	31.31	26.89	0.52
10		1.63	5.68	31.30	0.54	55.39	31.12	26.97	0.52
11		2.45	1.07	28.01	0.50	59.92	30.74	32.43	0.55
12	KRK-6	1.15	6.73	48.41	0.45	38.88	29.06	10.92	0.64
13		0.36	11.77	50.88	0.38	31.37	27.00	4.86	0.56
14		0.44	11.81	50.64	0.35	31.55	27.25	4.79	0.57
15		0.68	8.10	48.36	0.29	37.67	28.69	9.97	0.63
16	KRK-7	0.28	13.02	48.05	0.37	32.83	27.67	5.73	0.60
17		0.24	12.83	47.92	0.36	32.73	27.66	5.64	0.61
18		0.28	11.40	48.80	0.25	33.58	27.84	6.38	0.63
19		0.26	11.61	49.05	0.20	33.37	28.03	5.93	0.62
20		0.26	13.05	47.88	0.35	32.79	27.65	5.72	0.57

Таблица 30 (продолжение)

		MgO	NiO	ZnO	Сумма	Mg#	Cr#	Fe3+#
1	KRK-1	0.78	0.26	0.36	99.33	4.1	85.3	48.2
2		0.79	0.28	0.31	99.32	4.2	85.7	48.2
3		0.82	0.22	0.35	98.42	4.4	87.0	47.9
4		0.75	0.22	0.34	99.02	4.0	86.9	47.3
5	KRK-4	2.58	0.14	0.93	100.89	13.2	70.5	17.9
6		2.57	0.11	0.95	100.59	13.2	70.8	17.1
7		0.70	0.15	0.44	98.56	3.8	90.1	38.2
8		0.83	0.20	0.47	99.01	4.4	90.2	38.2
9	KRK-5	1.01	0.19	0.58	100.31	5.3	79.1	38.7
10		1.01	0.21	0.55	99.53	5.3	78.7	39.2
11		0.77	0.22	0.41	97.15	4.1	94.6	51.0
12	KRK-6	2.19	0.10	1.29	100.92	11.2	82.8	15.1
13		3.62	0.06	1.44	100.93	18.3	74.4	6.3
14		3.45	0.05	1.55	100.89	17.4	74.2	6.3
15		2.12	0.10	1.39	100.33	11.0	80.0	13.6
16	KRK-7	3.15	0.08	1.35	100.30	16.0	71.2	7.5
17		3.01	0.02	1.33	99.60	15.4	71.5	7.4
18		2.65	0.12	1.45	99.80	13.7	74.2	8.4
19		2.60	0.05	1.42	99.76	13.4	73.9	7.8
20		3.15	0.06	1.30	99.99	16.0	71.1	7.5

*Примечание.* Результаты электронно-микронзондовых анализов, в мас.%, полученные на установке JEOL JXA-8100. Нуль означает содержание ниже предела обнаружения. FeO(общ) всё Fe в форме FeO. FeO(выч.) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (выч.) означают значения, вычисленные на основе стехиометрии и баланса зарядов. Индекс Mg# = 100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>+Mn); Cr# = 100Cr/(Cr + Al); Fe<sup>3+</sup># = 100Fe<sup>3+</sup>/(Cr + Al + Fe<sup>3+</sup>). Наименования изученных пород приведены в Таблице 28.

Отмечается положительная корреляция содержаний Zn и значений Mg#, что, в общем и целом, довольно необычно для хромшпенилидов, оставаясь, однако, характерным как ультрамафитам г. Карека-Тундра, так и комплексу Падос-Тундра (рис. 40). Ассоциирующие зёрна Mg-(Mn)-содержащего ильменита обладают теми же закономерностями составов: более высокомагнезиальный ильменит, обогащённый гейкилитовым компонентом, развит в массиве Падос-Тундра, тогда как в ультрамафитах г. Карека-Тундра ильменит сравнительно обогащён Mn (табл. 31, рис. 41).

Таблица 31

Составы акцессорных зёрен магнезиального ильменита в ультрамафитах горы Карека-Тундра

		TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
1	KRK-1	52.77	0	0.22	0.58	44.52	0.51	1.75	0.05	0	100.40
2		52.61	0	0.25	0.56	44.76	0.48	1.79	0.05	0	100.50
3		52.62	0	0.17	0.57	44.21	0.50	2.36	0.09	0.02	100.55
4		52.59	0	0.15	0.57	44.04	0.52	2.41	0.04	0	100.32
5		51.97	0.02	0.25	0.51	43.99	0.52	2.12	0.09	0.04	99.50
6	KRK-2	52.66	0.01	0.12	0.66	44.72	0.62	1.50	0.04	0.04	100.37
7		52.65	0	0.14	0.63	45.07	0.65	1.30	0.02	0.01	100.47
8		52.59	0	0.18	0.58	46.19	0.64	0.19	0.01	0	100.37
9		51.33	0.02	0.16	0.60	45.45	0.70	1.09	0.15	0.04	99.53
10	KRK-3	53.21	0	0.07	0.50	44.60	0.86	1.03	0.05	0	100.32
11		53.19	0	0.07	0.61	44.72	0.81	1.04	0.05	0	100.48
12		52.76	0.02	0.14	0.49	45.86	0.86	0.21	0.03	0.02	100.39
13		52.88	0	0.09	0.54	45.72	0.89	0.22	0.05	0	100.39
14	KRK-4	52.94	0	0.26	0.52	42.50	0.60	3.19	0.08	0.03	100.11
15		52.93	0	0.26	0.53	42.66	0.59	3.21	0.08	0	100.25
16		52.91	0	0.21	0.48	42.52	0.60	3.01	0.09	0.01	99.83
17		52.85	0	0.16	0.49	42.43	0.63	3.12	0.11	0	99.79

18	KRK-5	52.52	0	0.25	0.46	44.09	0.65	2.26	0.08	0.04	100.35
19		52.34	0	0.22	0.56	43.87	0.75	2.30	0.06	0.02	100.13
20		52.61	0	0.12	0.53	44.13	0.83	2.09	0.08	0	100.38
21		52.59	0	0.17	0.55	44.19	0.70	2.11	0.06	0.03	100.41
22	KRK-6	53.24	0	0.20	0.47	43.37	0.88	2.17	0.05	0	100.37
23		53.16	0	0.18	0.50	43.46	0.90	2.31	0.04	0	100.55
24		52.47	0	0.14	0.56	43.11	0.95	2.22	0.06	0	99.50
25		52.60	0	0.17	0.58	43.08	0.94	2.35	0.05	0	99.76

*Примечание.* Результаты электронно-микронзондовых анализов, в мас.%, полученные на установке JEOL JXA-8100. Нуль означает содержание ниже предела обнаружения. Наименования изученных пород приведены в Таблице 30.

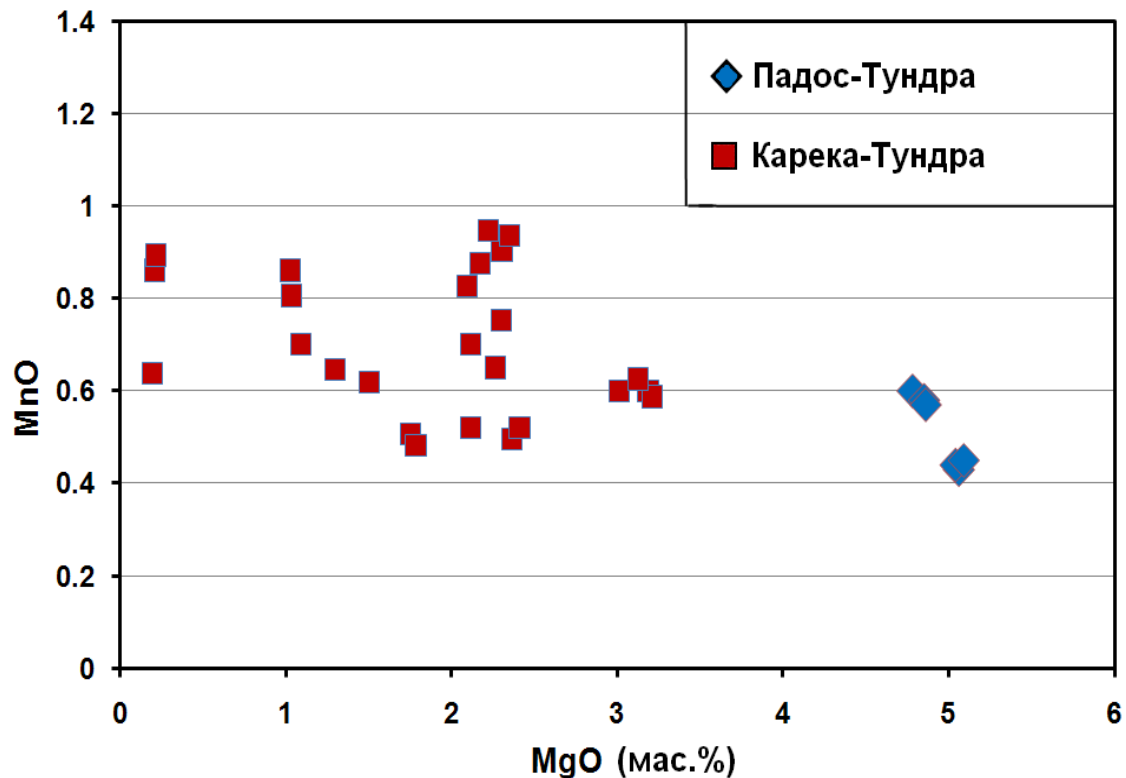


Рис. 41 Вариации составов акцессорных зёрен ильменита в ультрамафитовых породах г. Карека-Тундра, Кольский по-в.

Срастания сульфидных минералов ( $\leq 0,2$  мм) преимущественно слагаются Со-содержащим пентландитом (табл. 32).



Составы акцессорных зёрен сульфидных и сульфоарсенидных минералов в ультрамафитах горы Карека-Тундра

			Fe	Ni	Co	Cu	S	As	Сумма		
1	<b>KRK-1</b>	<b>Pn</b>	34.38	32.29	0.70	0	31.95	0	99.32		
2			34.40	32.29	0.68	0	31.80	0	99.17		
3			34.08	32.66	0.55	0.03	31.82	0	99.14		
4			34.07	32.70	0.52	0	32.00	0	99.29		
5	<b>KRK-2</b>		36.08	28.84	2.13	0.01	32.53	0	99.59		
6			36.00	28.93	2.12	0.03	32.78	0	99.86		
7		<b>Po</b>	64.03	0	0	0.01	35.93	0	99.97		
8		<b>Pn</b>	37.80	27.47	1.49	0	33.01	0	99.77		
9			36.98	28.41	1.49	0.01	32.90	0.02	99.80		
10		<b>Po</b>	63.89	0.02	0	0	35.89	0	99.80		
11	<b>KRK-3</b>	<b>Pn</b>	34.57	32.59	0.75	0	31.83	0	99.74		
12			34.54	32.54	0.74	0	31.92	0	99.74		
13			33.75	32.74	0.91	0	31.86	0	99.26		
14			33.57	32.80	0.92	0.01	31.65	0	98.95		
15			33.58	32.79	0.89	0	31.84	0	99.10		
16				<b>Ger</b>	2.96	28.50	4.49	0.01	18.91	45.10	99.97
17					3.77	22.03	10.31	0.01	19.17	43.89	99.18
18	<b>KRK-5</b>	<b>Pn</b>	39.92	26.34	0.72	0.03	33.04	0.03	100.08		
19			39.90	26.41	0.73	0	32.97	0	100.01		
20			38.61	26.23	0.69	0.78	33.10	0	99.41		
21			38.90	26.75	0.71	0.08	33.09	0	99.52		

*Примечание.* Результаты электронно-микросондовых анализов, в мас.%, полученные на установке JEOL JXA-8100. Ноль означает содержание ниже предела обнаружения. “Po” пирротин (троилит); “Pn” пентландит; “Ger” герсдорфит. Наименования изученных пород приведены в Таблице 30.

Содержание Co варьирует в ряду 0,52-2,13 мас.%, среднее значение 0,98 мас.%, по результатам 17 анализов (n=17). Составы пентландита заметно стехиометричны:  $(\text{Fe}_{4.71-5.51}\text{Ni}_{3.46-4.39}\text{Co}_{0.07-0.28})_{\Sigma 9.00-9.26}\text{S}_{7.74-8.00}$  (формулы в расчёте на 17 атомов). Значения отношения Ni/Fe (ат.%) находится в ряду 0,6–0,9.

Пентландит массива Падос-Тундра также представлен кобальтсодержащей разновидностью. Он более обогащён Ni: 1,27-3,35 мас.%, и его среднее содержание Co составляет 1,67 мас.% (n=6). Формулы пентландита массива Падос-Тундра также вполне стехиометричны:  $(\text{Ni}_{4.81-5.80}\text{Fe}_{2.64-4.04}\text{Co}_{0.17-0.46})_{\Sigma 8.88-9.06}\text{S}_{7.94-8.10}$ ; значение Ni/Fe здесь составляет 1,2-2,2. Максимальное значение этого отношения (как и содержание Co) выявлено в акцессорном пентландите из дунита, обогащённого хромитом в Дунитовом блоке массива Падос-Тундра.

В сульфидных сростаниях массива Карека-Тундра, Co-содержащий пентландит ассоциирует с троилитом ( $\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{0.99}$ : табл. 32), и, локально, с прожилковидными выделениями позднего гематита (рис. 39e). Мельчайшие выделения герсдорфита (<50 мкм толщиной) обнаружены только в одном из исследованных тел ультрамафитов (образец KRK-3: табл. 32); формулы проанализированного герсдорфита стехиометричны:  $(\text{Ni}_{0.81}\text{Co}_{0.13}\text{Fe}_{0.09})_{\Sigma 1.03}\text{As}_{1.00}\text{S}_{0.98}$  и  $(\text{Ni}_{0.62}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.11})_{\Sigma 1.02}\text{As}_{0.98}\text{S}_{1.00}$  (вычислено в расчёте на 3 атома).

## Выводы по результатам главы 5

- 1) Исследованные тела ультрамафитовых пород г. Карека-Тундра представляют собой тектонически дезинтегрированные и вероятно перемещённые блоки и фрагменты ранее существовавших интрузивных тел. Процессами регионального динамометаморфизма они были совмещены со вмещающими породами свиты Карека.
- 2) Несмотря на интенсивно проявленные деформации и интенсивное расланцевание реликты первичных магматических фаз (оливин, хромит,

магнезиальный ильменит и сульфиды) сохраняются в этих породах, соответствующих по химическому составу гарцбургиту и оливиновому ортопироксениту. Как показывает проведённое сопоставление, ультраосновные дифференциаты г. Карека-Тундра заметно менее магнезиальны и более эволюционированы, чем ультрамафитовые кумулаты массива Падос-Тундра.

3) Выявлена типоморфная минеральная ассоциация и тренды, которые характерны ультрамафитовым породам гор Карека-Тундра и Падос-Тундра. Они включают такие акцессории, как магнезиальный ильменит, гематит, Со-содержащий пентландит, с развитием по нему прожилков гематита, также как установленные положительные вариации Zn и значений индекса Mg# в составах акцессорных хромшпинелидов. Таким образом, установлено наличие тесных связей между этими представителями ультрамафитов Серпентинитового пояса.

## Глава 6. Оливин-хромшпинелидовые парагенезисы и зоны ЭПГ-хромитовой минерализации интрузива Падос-Тундра

Как отмечалось, оливин-хромшпинелидовые парагенетические ассоциации исследовались по трём основным профилям (*a–b*, *c–d*, *e–f*) с дополнительным привлечением метода площадного опробования. В пределах Дунитового блока основные данные получены по результатам профиля *e–f*. Его местоположение и ориентировка обусловлены двумя основными обстоятельствами: 1) пресечением основных рудных зон хромититов, 2) присутствием свежего или малоизменённого автометасоматозом оливина, тогда как на остальной площади блока зёрна оливина всецело замещены смесью вторичных минералов группы серпентина, клинохлором и магнезиальными карбонатами, и свежих форм оливина не наблюдалось. В Ортопироксенитовой зоне оливин (Ol) в целом имеет лишь подчинённое развитие, присутствуя в сравнительно небольших количествах в оливиновых ортопироксенитах (до ~5–10 объём.% Ol) и, более значительно, гарцбургитах (~70–80 объём.% Ol).



Рис. 42. (а, б). Расположение (на спутниковом изображении SAS.Planet) основных профилей (*a–b*, *c–d*, *e–f*) отбора проб и образцов при изучении хромитовой минерализации интрузива Падос-Тундра. На врезке показаны типичные комбинации кумулятивных фаз ортопироксенового (Orx), оливинового (Ol) и Orx–Ol составов вдоль профиля *a–b*. Расстояния (в метрах) указаны в порядке от точки PDS-1 к точке № PDS-93. Профиль *e–f* ориентирован от точки “e” до “f” в направлении внешнего контакта интрузива с пресечением основных хромитонесущих зон, вмещаемых Дунитовым блоком (пробы от № PDS-212-215 до № PDS-400-432). Показано расположение родственного дифференцированного

коматиитового потока горы Ханлаута (рис. 42а), находящегося в ~2 км к юго-западу от массива Падос-Тундра.

Значения индекса  $Mg\#$ , i.e.  $100Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn)$ , в проанализированных зёрнах оливина варьируют от 85,7 до 91,0 (со средним значением 87,6) в исследованных интервалах по профилям  $a-b$  и  $c-d$  ( $n = 46$ ; где  $n$  число проб; рис. 42а, 43а, 44а). Данный ряд значений представляется вполне репрезентативным для составов оливина Ортопироксенитовой зоны. Содержания примесей NiO и MnO (мас.%) в Ol составляют 0,26–0,49, среднее значение 0,34, и 0,12–0,24, со средним значением 0,17 мас.%, соответственно.

Породы Дунитового блока представлены следующими основными разновидностями: 1) тонкозернистые дуниты (пробы №PDS-212–215), обогащённые значительной вкрапленностью хромшпинелидов (Chr); 2) Дуниты довольно массивной текстуры, содержащие цепочечные агрегаты зёрен Chr, которые типично имеют явно выраженное зональное строение (PDS-400, 409; рис. 45 а, в); 3) Ol–Chr кумулаты, в которых равномернозернистые кристаллы Ol сосуществуют с широко развитыми зональными зёрнами Chr (PDS-405, 432; рис. 45 б, д); 4) небольшие реликты корродированных зёрен Ol в Ol–Chr породах, обогащённых клинохлором. На основе выполненных микрозондовых анализов зёрен Ol ( $n=79$ ) в хромитоносных образцах Дунитового блока устанавливаются следующие ряды значений (рис. 42 б):  $Mg\#$  89,9–93,3, среднее 91,5, с содержанием 0,32–0,50 мас.% NiO (среднее 0,41) и 0,07–0,21 (среднее значение 0,15) мас.% MnO. Таким образом, в составах оливина Дунитового блока заметна отчётливо повышенная степень магнезиальности, существенно превышающая магнезиальность оливина Ортопироксенитовой зоны, что отмечалось диссертантом ранее. На этом основании можно вполне обоснованно полагать, что породы Дунитового блока кристаллизовались ранее дифференциатов Ортопироксенитовой зоны.

Максимальное значение  $Mg\#$  проявлено в зёрнах Ol вблизи контакта Дунитового блока в районе развития стратиформного хромитового оруденения (рис. 42 б). Значение  $Mg\#$  (93,3; №27, табл. 33) обнаружено в образце PDS-415,

и фактически этот же уровень магнезиальности оливина ( $Mg\# 93.0$ ) установлен в пробе PDS-214 (№19, табл. 33). Обе точки с максимально магнезиальными составами оливина располагаются в непосредственной близости к внешнему контакту, что свойственно ассоциирующему силлу Чапесвара, в котором максимум магнезиальности ( $Fe_{O_{92}}$ ) проявлен в зоне Верхней контактной фации (97).

Составы оливина ложатся на единый тренд, простирающийся линейно от значений максимально высокой магнезиальности, свойственной ОI из Дунитового блока, до минимальной и значительно меньшей магнезиальности в ОI из центральной части Ортопироксенитовой зоны (рис. 47 а). Составы сосуществующих зёрен ОI и Chr варьируют когерентно (рис. 47 б), показывая систематическое понижение значений индекса магнезиальности в направлении от образцов Дунитового блока до ОI–Орх кумулатов Ортопироксенитовой зоны.

Таблица 33

## Составы оливина в ультрамафитовых породах массива Падос-Тундра

№ пробы	Зона	№ п/п	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO
PDS-1	Зона ОРХ	1	41.13	0.02	8.61	0.12	49.82	0.45
PDS-8		2	40.72	0.02	11.39	0.23	47.70	0.29
PDS-41		3	40.77	0.04	11.88	0.16	47.00	0.32
PDS-44		4	40.54	0.03	12.28	0.15	47.18	0.30
PDS-50		5	40.40	н.п.о.	13.30	0.20	45.61	0.32
PDS-54		6	40.74	0.01	12.66	0.19	46.12	0.31
PDS-75		7	41.45	0.01	11.91	0.13	46.56	0.34
PDS-77		8	40.32	н.п.о.	13.13	0.20	46.36	0.31
PDS-80		9	40.69	0.05	12.96	0.19	45.83	0.33
PDS-82		10	40.43	н.п.о.	12.66	0.16	46.68	0.35
PDS-86		11	39.77	0.05	11.22	0.18	48.14	0.33
PDS-88		12	40.70	0.02	11.68	0.17	47.35	0.37
PDS-90		13	40.01	0.04	11.59	0.15	47.26	0.36
PDS-93		14	39.92	0.01	12.27	0.19	47.48	0.37
PDS-97		15	41.20	0.11	9.92	0.18	48.54	0.38
PDS-103		16	39.86	0.03	11.35	0.16	48.07	0.30
PDS-108		17	40.85	0.02	11.87	0.17	47.06	0.35
PDS-111	18	41.03	н.п.о.	10.20	0.14	48.30	0.35	
PDS-214	ДБ	19	41.11	0.01	6.73	0.15	50.97	0.42
PDS-400		20	40.97	0.02	9.54	0.18	49.32	0.37

PDS-403	21	40.94	0.05	9.06	0.18	49.20	0.36
PDS-405	22	40.71	н.п.о.	8.89	0.16	49.92	0.40
PDS-406	23	41.25	0.03	7.48	0.15	50.28	0.41
PDS-409A	24	40.92	0.01	8.57	0.15	49.95	0.39
PDS409B	25	40.77	н.п.о.	8.72	0.17	49.21	0.38
PDS409D	26	40.74	0.02	8.83	0.15	49.52	0.37
PDS-415	27	41.61	0.01	6.50	0.07	51.47	0.41
PDS-422	28	40.31	0.05	8.30	0.17	49.91	0.41
PDS-422A	29	40.70	0.07	8.00	0.16	49.74	0.41
PDS-432	30	41.09	0.01	7.02	0.13	51.51	0.50

Таблица 33 (продолжение)

№ пробы	Зона	№ п/п	СаО	Сумма (мас.%)	Fe	Ca	Тер	Mg#
PDS-1	Зона ОРХ	1	0.01	100.16	90.6	8.8	0.1	91.0
PDS-8		2	0.01	100.35	87.7	11.7	0.2	88.0
PDS-41		3	0.01	100.18	87.1	12.4	0.2	87.4
PDS-44		4	0.01	100.47	86.9	12.7	0.2	87.1
PDS-50		5	0.01	99.84	85.5	14.0	0.2	85.8
PDS-54		6	н.п.о.	100.04	86.2	13.3	0.2	86.5
PDS-75		7	0.01	100.41	87.0	12.5	0.1	87.3
PDS-77		8	н.п.о.	100.32	85.8	13.6	0.2	86.1
PDS-80		9	н.п.о.	100.05	85.8	13.6	0.2	86.1
PDS-82		10	0.01	100.30	86.3	13.1	0.2	86.6
PDS-86		11	0.02	99.71	88.0	11.5	0.2	88.3
PDS-88		12	н.п.о.	100.30	87.4	12.1	0.2	87.7
PDS-90		13	0.01	99.43	87.4	12.0	0.2	87.8
PDS-93		14	0.01	100.26	86.8	12.6	0.2	87.2
PDS-97		15	0.01	100.35	89.2	10.2	0.2	89.5
PDS-103		16	0.01	99.78	87.9	11.6	0.2	88.2
PDS-108		17	0.01	100.33	87.1	12.3	0.2	87.4
PDS-111	ДБ	18	н.п.о.	100.01	89.0	10.5	0.1	89.3
PDS-214		19	0.01	99.39	92.6	6.9	0.2	93.0
PDS-400		20	0.01	100.41	89.7	9.7	0.2	90.0
PDS-403		21	0.01	99.80	90.1	9.3	0.2	90.5
PDS-405		22	0.01	100.09	90.4	9.0	0.2	90.8
PDS-406		23	н.п.о.	99.61	91.8	7.7	0.2	92.2
PDS-409A		24	0.01	100.00	90.7	8.7	0.2	91.1
PDS409B		25	н.п.о.	99.26	90.4	9.0	0.2	90.8
PDS409D		26	н.п.о.	99.62	90.4	9.0	0.2	90.8
PDS-415		27	0.01	100.07	92.9	6.6	0.1	93.3
PDS-422		28	н.п.о.	99.14	90.9	8.5	0.2	91.3
PDS-422A		29	н.п.о.	99.06	91.2	8.2	0.2	91.6
PDS-432		30	н.п.о.	100.25	92.3	7.1	0.1	92.8

*Примечание.* Зона ОРХ: Ортопироксенитовая зона; ДБ: Дунитовый блок Дунитовой зоны.

н.п.о. ниже предела обнаружения. Наименования изученных пород приведены в Таблице 1.



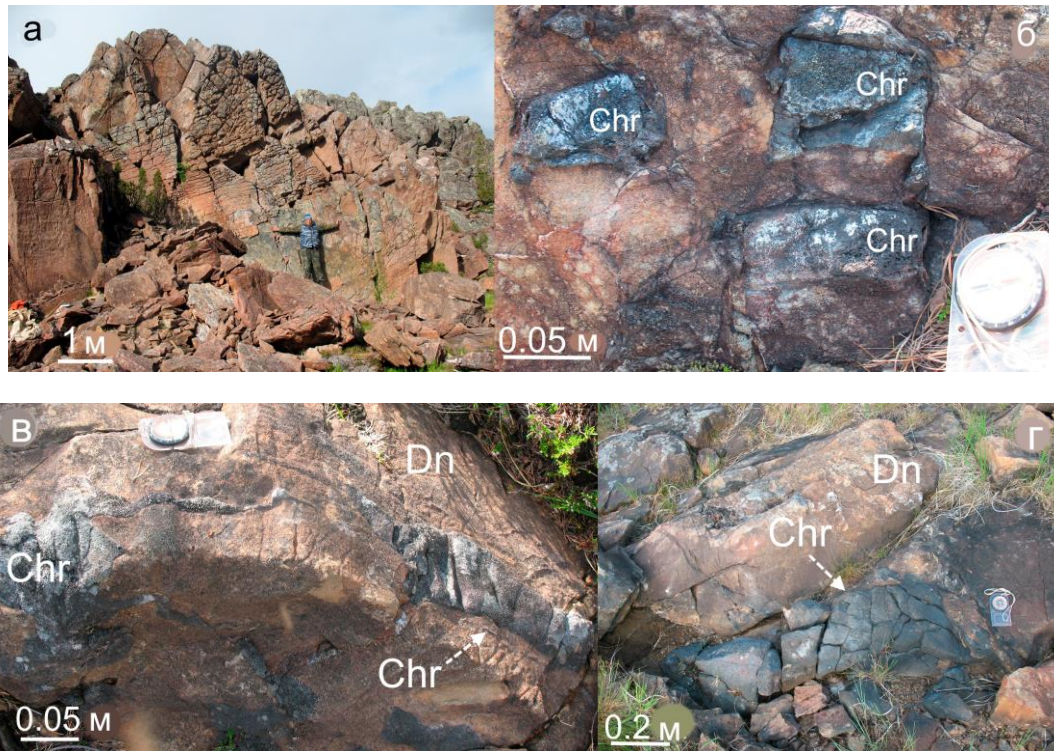


Рис. 43 (а-г). а: Коренные выходы ультрамафитов Ортопироксенитовой зоны. Заметны характерные шагреньевые поверхности выветривания ультрабазитов. Рис. 43 б–г: Представительная морфология сегрегаций и жил хромититов (Chr) в дунитах (Dn) Дунитового блока интрузива Падос-Тундра.



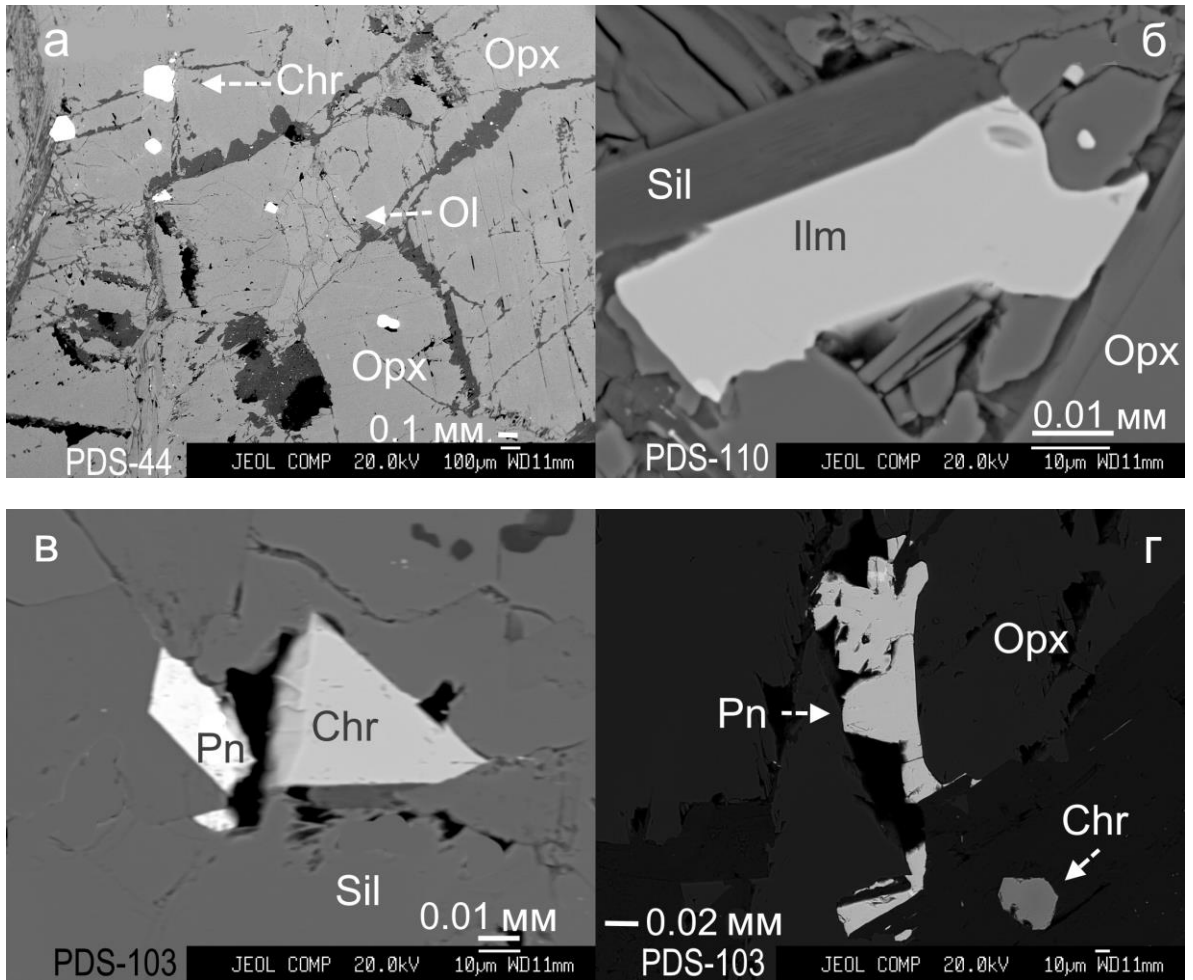


Рис. 44 (а–г). Изображения в отражённых электронах, показывающие текстуры и минеральные ассоциации ультрамафитов массива Падос-Тундра. Рис. 44а: каплевидное зерно оливина (Ol) в ассоциации с зёрнами ортопироксенового кумулата (Opx). Присутствуют субидiomорфные зёрна хромшпинелидов (Chr). Рис. 44б: Зерно магнезиального ильменита (Ilm) у границы зерна ортопироксена (Opx) в ассоциации с водосодержащими силикатами (Sil), i.e. клинохлор и тальк. 44 в: Срастание небольших зёрен хромита (Chr) и пентландита (Pn) у границы выделений силикатных минералов (Sil). 44г: Зёрна пентландита (Pn) в ассоциации с хромшпинелидами у границы зерна ортопироксена (Opx).

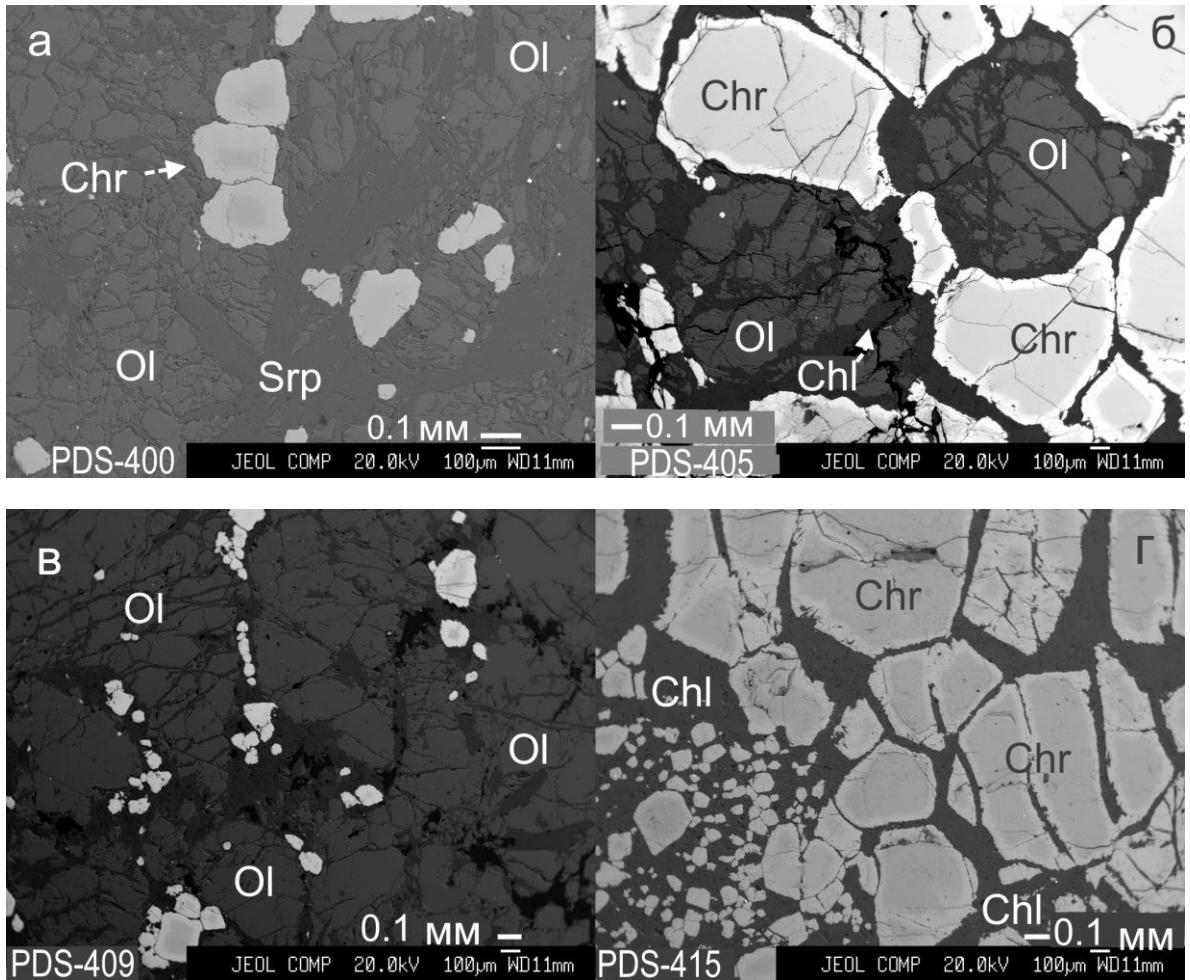


Рис. 45 (а-г). Характерные текстуры и ассоциации в хромит-оливиновых кумулатах Дунитового блока массива Падос-Тундра на изображениях в отражённых электронах. Зональные зёрна хромшпинелидов (Chr) с диффузными каймами (яркие) образуют цепочечные и кластеровидные агрегаты, показывающие тенденцию их относительной аккумуляции в межзерновом пространстве зёрен оливина (Рис. 45 а, в). На рис. 45 б показан образец равнозернистого Ol–Chr кумулата. Отдельные зональные зёрна хромита (Chr) также располагаются в межзерновом пространстве кристаллов Ol. На рис. 45 г изображён образец хромитита такситовой структуры, слагаемый двумя контрастными участками с развитием микро-агрегата зёрен хромшпинелидов (размерностью менее 0,1 мм). Используются аббревиатуры Srp (серпентин) и Chl (клинохлор группы хлорита).

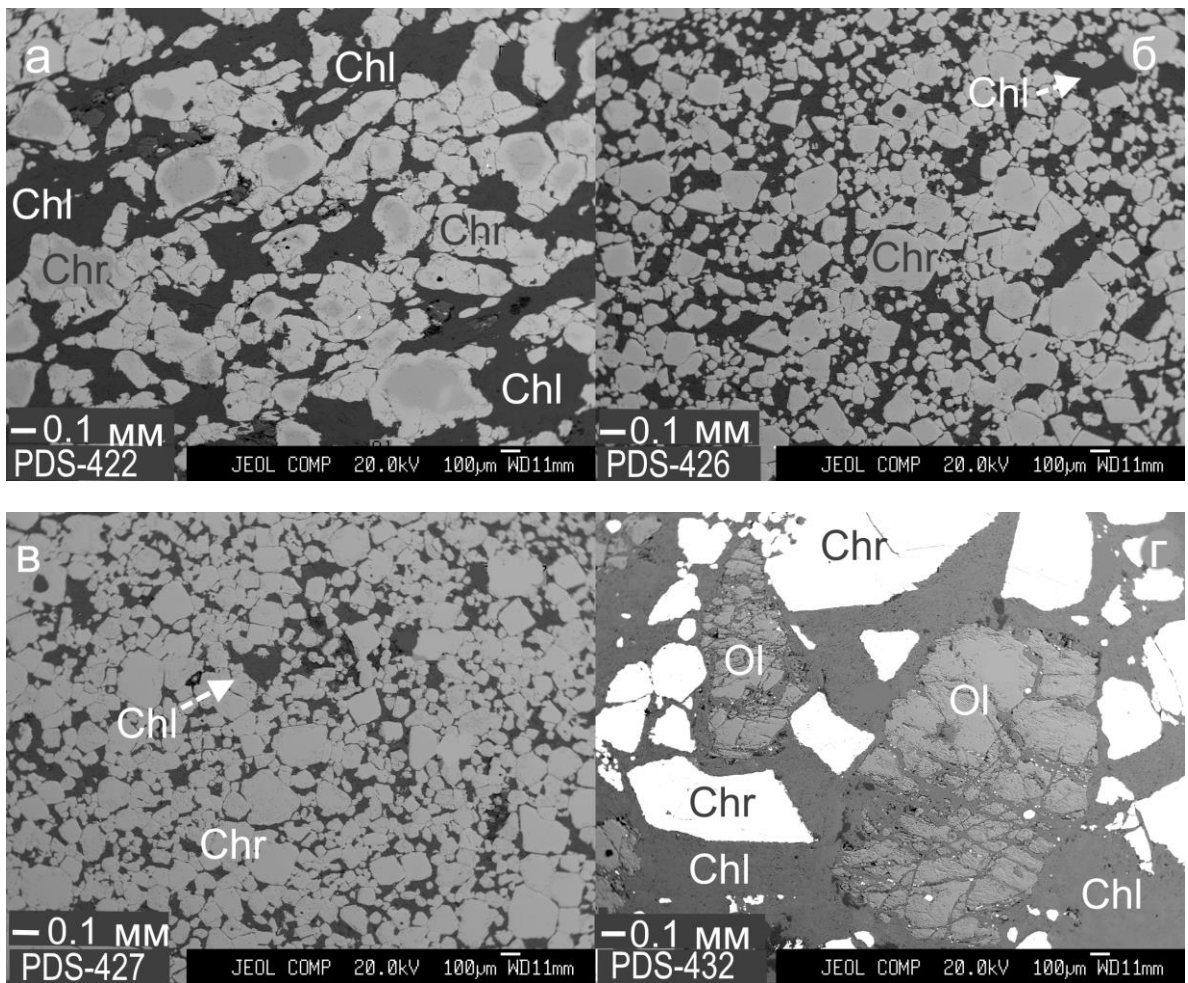


Рис. 46 (а-г). Характерные текстуры хромититовых руд и минерализованных хромитонесущих пород Дунитового блока массива Падос-Тундра. Доля хромитового орудения возрастает от образца на рис. 46а до 46г. Рисунок 46 г показывает сравнительно хорошо развитые формы кристаллов оливина (Ol) в ассоциации с хромшпинелидами (Chr) и клинохлором (Chl).

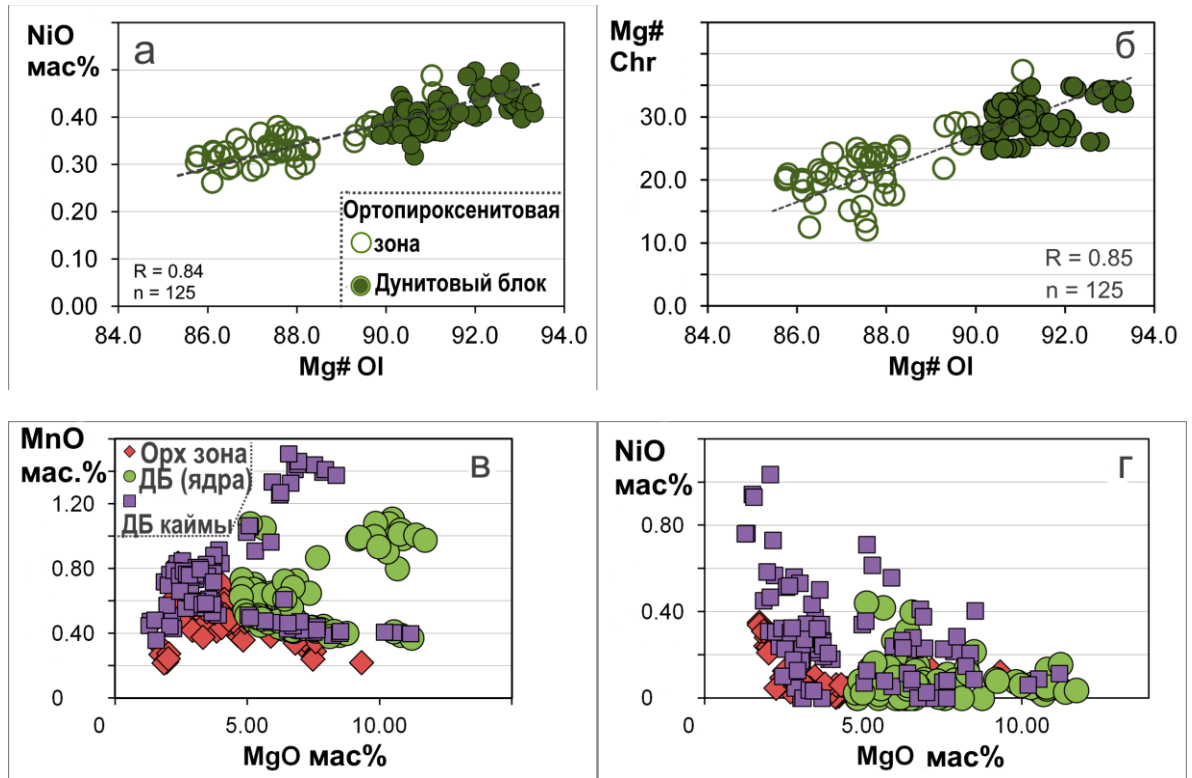


Рис 47. (а-г). На рис. а представлена зависимость величины примеси NiO (в мас.%) со значениями индекса Mg# в составах зёрен оливина (Ol) из Ортопироксенитовой зоны (фигуративные точки составов показаны полым кружком) и Дунитового блока (закрашенные кружки) интрузива Падос-Тундра. На рис. 47 б отражена положительная ковариация между значениями Mg# в сосуществующих зёрнах оливина (Ol) и ядер зёрен хромшпинелидов (Chr) в Ортопироксенитовой зоне и Дунитовом блоке. Значения коэффициента корреляции (R) вычислены на основе 125 микрозондовых анализов,  $n = 125$  (рис. а), и на основе 125 составов сосуществующих зёрен Ol и Chr (ядра) на рис. 47 б. На рисунках 47 в, г представлены вариации значений MgO–MnO (мас.%) и MgO–NiO (мас.%) в зёрнах хромшпинелидов (Chr) из массива Падос-Тундра. Составы зёрен аксессуарных хромшпинелидов в породах Ортопироксенитовой зоны (Орх) показаны красно-коричневыми залитыми ромбами. Ядра хромитовых зёрен в хромититах и рудных зонах Дунитового блока (ДБ) показаны залитыми зелёными кружками. Каймы зональных зёрен (и краевые участки незональных зёрен) в Дунитовом блоке показаны фиолетовыми залитыми квадратами.

### 6.1 Вариации составов оливина и хромшпинелидов по разрезу хромитоносных зон Дунитового блока

Установленные вариации значений индекса Mg# в составах оливина и хромшпинелидов рассматриваются на рис. 42 (а-б) по комбинированному разрезу (профиль *e-f*), ориентированному от точки *e* до *f*. Этот профиль

представлен двумя отдельными, близрасположенными линейными пресечениями, по которым осуществлялся отбор образцов. Такая методика позволила сформировать более представительную выборку проб и аналитических данных. Как можно видеть (рис. 48 а-с) на диаграмме присутствуют два поля составов, отражающие увеличение значений  $Mg\#$  в направлении к западному и северному контактам Дунитового блока. Следует отметить, что примесь  $Mn$  в оливине показывает отрицательную корреляцию по отношению к значениям  $Mg\#$  оливина (рис. 48 б). В ассоциирующем и петрогенетически родственном субвулканическом проявлении Ханлаута (рис. 42а) примесь марганца в оливине, варьирующая закономерно, отражает существование двух зон, выделенных на основе  $Ol-Chr$  парагенезисов (Barkov et al., 2021).

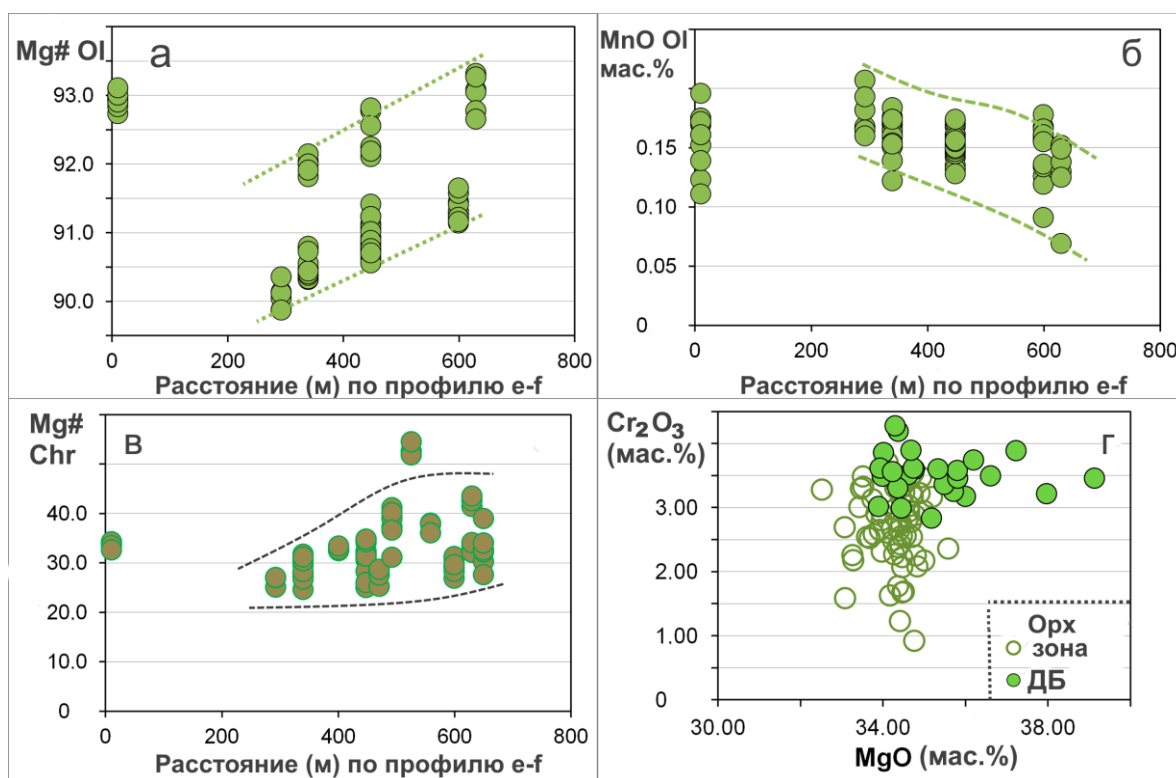


Рис. 48 (а-г). Вариации составов оливина (Ol) в отношении значений  $Mg\#$  (рис. 48а) и содержаний примеси  $MnO$  (мас. %: рис. 48 б), а также вариации значений  $Mg\#$  в составах ядер зёрен хромшпинелидов (Chr: рис. 48 в), установленные по разрезу зон хромитовой минерализации в Дунитовом блоке, по протяжению профиля *e-f*. Расстояние по профилю *e-f* указано в метрах. Пунктирными линиями показаны общие тренды, основанные как на максимальных, так и минимальных значениях в наблюдаемых рядах составов. На рис. 48 г

проводится сопоставление значений  $MgO$  и  $Cr_2O_3$  (мас.%) в составах клинохлора из ультрамафитовых пород Ортопироксенитовой зоны (ОРХ; полые кружки) и Дунитового блока (ДБ: залитые кружки).

Клинохлор пользуется весьма значительным развитием в хромитоносных зонах Дунитового блока, присутствуя во всех разновидностях хромититов и оливин–хромит–клинохлоровых пород (рис. 45 г, 46 а-г). Примечательно, что ортопироксен в этих породах отсутствует даже в реликтах, и клинохлор обычно замещает оливин в сравнительно небольших масштабах (рис. 46 г). Имеются два возможных объяснения таким текстурным формам и особенностям развития клинохлора. 1) Первично-магматический ортопироксен мог интенсивно реагировать с водосодержащим флюидом на позднемагматической стадии формирования блока, замещаясь полностью вторичным клинохлором. 2) По меньшей мере отдельные интерстициальные выделения клинохлора могли кристаллизоваться непосредственно из флюидной фазы. Эта вероятность подтверждается развитием форм “первичного” клинохлора, которые сосуществуют в сростаниях с дисульфидами и сульфоселенидами  $Ru$ , находящимися в качестве микровключений в зёрнах хромшпинелидов (Barkov et al., 2017). Включения первичного клинохлора были обнаружены также в хромшпинелидах массива Чапесвара (Barkov et al., 2020). Следует подчеркнуть, что зёрна клинохлора в Дунитовом блоке обладают более магнезиальными составами и обогащены хромом более значительно, чем зёрна клинохлора из ультрамафитовых пород Ортопироксенитовой зоны (табл. 34; рис. 48 г). Данные различия вновь отражают более примитивный характер образований Дунитового блока.

Составы клинохлора в ультраосновных дифференциатах массива Падос-  
Тундра

№. пробы	Зона	№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
	Зона							
PDS-5	ОРХ	1	33.66	0.07	13.62	2.88	2.03	Н.п.о.
PDS-11	—	2	34.08	0.06	14.63	1.69	2.23	0.01
PDS-27	—	3	33.82	0.03	14.29	3.24	2.21	0.02
PDS-30	—	4	35.24	0.06	13.40	2.23	3.03	0.02
PDS-50	—	5	33.91	0.04	12.68	3.28	3.32	0.02
PDS-88	—	6	34.34	0.01	12.89	3.03	3.49	0.02
PDS-94	—	7	33.24	0.06	14.51	2.18	2.43	0.03
PDS-95	—	8	33.56	0.05	13.95	3.39	2.37	0.03
PDS-96	—	9	32.45	0.06	15.17	2.59	3.13	0.03
PDS-103	—	10	33.14	0.04	13.37	3.13	2.95	0.01
PDS-106	—	11	32.21	0.05	15.46	1.63	2.70	0.02
PDS-107	—	12	33.31	0.05	13.92	2.54	2.42	Н.п.о.
PDS-108	—	13	34.39	0.02	12.34	3.71	3.32	Н.п.о.
PDS-110	—	14	36.00	0.03	12.81	1.23	2.86	Н.п.о.
PDS-111	—	15	34.52	Н.п.о.	12.51	3.47	2.77	0.02
PDS-403	ДБ	16	34.45	Н.п.о.	9.09	2.84	3.46	0.02
PDS-405	—	17	33.72	0.01	10.66	3.18	3.07	0.02
PDS-406	—	18	33.31	0.02	11.62	3.37	3.06	0.01
PDS-407	—	19	33.49	0.01	12.62	3.46	2.86	0.01
PDS-409	—	20	33.89	0.01	12.46	3.86	2.88	0.01
PDS-409A	—	21	34.69	0.01	11.80	3.62	3.18	0.04
PDS-409B	—	22	34.66	0.02	10.82	3.59	2.76	Н.п.о.
PDS-410	—	23	32.95	Н.п.о.	11.44	3.00	2.60	0.01
PDS-411A	—	24	32.64	Н.п.о.	10.32	4.28	2.16	0.02
PDS-414A	—	25	34.05	0.02	11.51	3.75	2.70	0.03
PDS-415	—	26	34.33	Н.п.о.	9.93	3.50	2.49	0.02
PDS-419	—	27	30.14	0.03	12.20	3.90	1.65	0.02
PDS-422	—	28	35.09	0.02	9.58	3.22	2.70	0.02
PDS-430	—	29	32.25	Н.п.о.	11.27	3.56	3.18	0.01
PDS-432	—	30	33.97	0.01	11.74	3.89	2.46	0.02

Таблица 34 (продолжение)

№. пробы	Зона	№ п/п	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма (мас.%)
	Зона						
PDS-5	ОРХ	1	34.78	0.01	0.07	Н.п.о.	87.13
PDS-11	—	2	34.51	0.02	Н.п.о.	0.18	87.39
PDS-27	—	3	34.69	0.03	0.02	Н.п.о.	88.35
PDS-30	—	4	34.47	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	88.49
PDS-50	—	5	32.52	0.01	0.02	Н.п.о.	85.79
PDS-88	—	6	34.63	0.02	0.03	Н.п.о.	88.45

PDS-94	–	7	35.00	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	87.45
PDS-95	–	8	34.32	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	87.68
PDS-96	–	9	33.77	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	87.19
PDS-103	–	10	33.75	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	86.42
PDS-106	–	11	34.17	0.01	0.01	0.02	86.27
PDS-107	–	12	34.71	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	86.96
PDS-108	–	13	34.11	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	87.91
PDS-110	–	14	34.41	0.02	Н.п.о.	0.01	87.38
PDS-111	–	15	34.93	0.02	Н.п.о.	0.01	88.25
PDS-403	ДБ	16	35.17	0.02	0.02	Н.п.о.	85.08
PDS-405	–	17	35.99	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	86.67
PDS-406	–	18	35.48	Н.п.о.	Н.п.о.	0.01	86.87
PDS-407	–	19	35.80	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	88.30
PDS-409	–	20	34.00	Н.п.о.	0.02	Н.п.о.	87.14
PDS-409A	–	21	34.73	0.01	0.01	Н.п.о.	88.07
PDS-409B	–	22	35.80	0.01	0.01	Н.п.о.	87.66
PDS-410	–	23	34.44	0.01	0.01	Н.п.о.	84.45
PDS-411A	–	24	34.29	0.01	Н.п.о.	0.01	83.71
PDS-414A	–	25	36.19	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	88.24
PDS-415	–	26	36.60	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	86.89
PDS-419	–	27	34.67	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	82.62
PDS-422	–	28	37.97	Bdl	Н.п.о.	Н.п.о.	88.60
PDS-430	–	29	34.22	0.02	0.06	Н.п.о.	84.57
PDS-432	–	30	37.22	0.02	0.04	Н.п.о.	89.36

*Примечание.* Зона ОРХ: Ортопироксенитовая зона; ДБ: Дунитовый блок Дунитовой Зоны.

Н.п.о. ниже предела обнаружения. Наименования изученных пород приведены в Таблице 1.

## 6.2 Текстуры, минеральные ассоциации и составы хромитонесных зон Дунитового блока

Рудные зоны хромититов Дунитового блока относятся к стратиформному типу, представляя собой, однако, совокупность индивидуальных подиформных, изометричных или прожилковидных сегрегаций хромшпинелидов (рис. 43 б, в), в отдельных случаях достигающих 0,3-0,5 м в поперечнике (рис. 43 г). Минеральный состав зон оруденения представлен хромшпинелидами (минералами серии хромит–магнезиохромит) в ассоциации с оливином и клинохлором; рудовмещающие породы представлены дунитом или гарцбургитом (с ранее существовавшим ортопироксеном, замещённым всецело клинохлором). Акцессорная минерализация хромшпинелидов в Ортопироксенитовой зоне представлена отдельными субидiomорфными зёрнами (рис. 44 а, г) и их срастаниями с пентландитом (рис. 44 в). В



Дунитовом блоке зональные зёрна хромшпинелидов сложены ядрами и диффузными каймами и периферийными зонами (рис. 42 а, б). Помимо ядер и каймовидных зон в зональных зёрнах хромшпинелидов по профилю  $e-f$  были также проанализированы однородные зёрна (как их центральные, так и краевые части), не имеющие зональности. В хромититах Дунитового блока, доля хромшпинелидов локально достигает и может превышать 80 объём. % (рис. 46 в). Тонкозернистые структуры значительно преобладают в хромититах. Размеры индивидуальных зёрен составляют <0.1-0.3 мм, однако в такситовых разновидностях и участках могут развиваться микрозернистые агрегаты (рис. 46 а-г). Как отмечалось ранее, составы акцессорных хромшпинелидов (в согласии с составами сосуществующих оливина и ортопироксена) показывают закономерное понижение значений уровня магнезиальности ( $Mg\#$ ) в направлении центра массива Падос-Тундра.

Таблица 35

Составы ядерных зон в зёрнах хромшпинелидов из хромитоносных зон  
Дунитового блока массива Падос-Тундра

№ пробы	№ п/п	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)	FeO (выч)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (выч)	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO
PDS-400	1	0.26	11.09	50.48	31.49	24.71	7.54	0.15	0.67
PDS-403	2	0.22	11.26	51.77	29.76	24.41	5.96	0.10	0.66
PDS-405	3	0.29	12.10	51.26	28.43	23.32	5.67	0.09	0.60
PDS-406	4	0.44	11.49	50.74	30.23	24.11	6.79	0.15	0.65
PDS-406	5	0.39	11.28	50.72	30.91	24.53	7.09	0.10	0.63
PDS-407	6	0.19	12.19	51.46	28.70	23.59	5.68	0.10	0.63
PDS-407	7	0.26	11.79	50.96	28.92	23.40	6.13	0.13	0.62
PDS-409	8	0.30	10.20	53.92	27.72	22.63	5.65	0.06	0.42
PDS-409A	9	0.32	11.87	51.10	29.38	23.57	6.46	0.12	0.59
PDS-409B	10	0.20	10.94	49.29	32.19	24.20	8.88	0.12	0.64
PDS-409D	11	0.26	12.20	50.31	29.04	23.10	6.61	0.15	0.62
PDS-410	12	0.19	12.26	51.19	28.12	22.88	5.83	0.14	0.58
PDS-414A	13	0.29	12.33	51.30	28.49	23.41	5.64	0.10	0.43
PDS-414A	14	0.19	12.38	51.27	27.45	22.71	5.27	0.11	0.42
PDS-415	15	0.23	10.92	49.60	30.58	22.61	8.85	0.14	0.51
PDS-419	16	0.17	11.33	53.23	24.87	19.79	5.64	0.06	0.40

PDS-422	17	0.24	12.31	51.52	28.67	23.74	5.48	0.09	0.44
PDS-422A	18	0.24	11.78	51.02	29.19	23.99	5.78	0.20	0.47
PDS-426	19	0.27	9.70	54.56	26.56	21.49	5.64	0.10	0.42
PDS-427	20	0.25	10.39	56.41	21.37	16.89	4.97	0.12	0.39
PDS-427	21	0.26	10.52	56.66	20.66	16.28	4.86	0.06	0.37
PDS-428	22	0.29	11.44	53.47	26.19	21.36	5.37	0.13	0.45
PDS-429	23	0.16	12.84	52.63	24.68	20.62	4.50	0.09	0.41
PDS-429	24	0.19	12.88	52.21	25.37	21.09	4.76	0.13	0.38
PDS-429	25	0.20	12.49	52.31	26.92	22.29	5.14	0.07	0.44
PDS-430	26	0.27	9.83	53.80	29.37	24.47	5.44	0.07	0.51
PDS-430	27	0.18	9.95	53.33	28.92	24.01	5.45	0.11	0.49
PDS-432	28	0.15	10.71	53.00	28.73	22.59	6.83	0.09	0.47
PDS-214	29	0.30	11.43	51.16	29.26	22.70	7.29	0.16	0.73
PDS-216	30	0.39	11.82	51.16	28.22	22.17	6.72	0.15	0.65
PDS-211	31	0.32	11.24	50.65	29.58	22.95	7.37	0.15	0.72
PDS-211	32	0.25	11.47	51.15	28.89	22.55	7.04	0.13	0.69
PDS-213	33	0.34	12.07	50.97	28.77	22.98	6.44	0.12	0.56
PDS-202	34	0.12	10.31	53.26	22.99	15.24	8.61	0.09	0.99
PDS-209	35	0.13	11.92	52.09	23.52	16.20	8.14	0.12	0.80
PDS-208	36	0.12	11.43	51.57	24.78	17.21	8.41	0.13	1.00
PDS-205	37	0.13	11.21	51.99	24.36	15.96	9.34	0.08	1.04
PDS-201	38	0.36	11.70	52.88	21.24	14.73	7.23	0.14	0.98
PDS-203	39	0.13	10.68	52.81	24.99	17.21	8.65	0.05	0.94

Таблица 35 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	MgO	NiO	ZnO	Сумма (мас.%)	Mg#	Cr #	Fe <sup>3+</sup> #
PDS-400	1	5.30	0.04	0.84	101.07	27.1	75.3	21.5
PDS-403	2	5.48	Н.п.о.	0.79	100.64	28.0	75.5	18.0
PDS-405	3	6.26	0.11	0.75	100.45	31.8	74.0	17.9
PDS-406	4	5.88	0.03	0.83	101.10	29.7	74.8	20.2
PDS-406	5	5.56	0.08	0.80	101.19	28.3	75.1	20.6
PDS-407	6	6.10	Н.п.о.	0.85	100.80	31.0	73.9	17.8
PDS-407	7	6.12	Н.п.о.	0.83	100.25	31.2	74.3	19.1
PDS-409	8	6.91	0.05	0.40	100.53	34.8	78.0	18.3
PDS-409A	9	6.35	0.03	0.62	101.01	31.9	74.3	19.8
PDS-409B	10	5.53	0.06	0.76	100.61	28.4	75.1	24.8
PDS-409D	11	6.39	0.20	0.67	100.48	32.4	73.5	20.5
PDS-410	12	6.61	Н.п.о.	0.70	100.37	33.4	73.7	18.6
PDS-414A	13	6.38	0.31	0.59	100.77	32.3	73.6	17.8
PDS-414A	14	6.71	0.15	0.55	99.77	34.1	73.5	17.3
PDS-415	15	6.73	0.04	0.49	100.10	34.1	75.3	26.0
PDS-419	16	8.75	Н.п.о.	0.24	99.59	43.6	75.9	20.4
PDS-422	17	6.19	0.09	0.75	100.85	31.3	73.7	17.2
PDS-422A	18	5.79	0.14	0.71	100.12	29.7	74.4	17.8
PDS-426	19	7.57	0.05	0.27	100.06	38.1	79.1	19.1
PDS-427	20	10.80	0.13	0.07	100.42	52.7	78.5	20.9
PDS-427	21	11.21	0.15	0.11	100.48	54.5	78.3	21.2
PDS-428	22	7.87	0.08	0.47	100.92	39.1	75.8	18.4

PDS-429	23	8.28	0.11	0.41	100.06	41.2	73.3	16.4
PDS-429	24	8.10	Н.п.о.	0.44	100.17	40.2	73.1	16.9
PDS-429	25	7.38	0.01	0.39	100.73	36.7	73.8	17.2
PDS-430	26	5.40	0.06	0.74	100.60	27.8	78.6	16.7
PDS-430	27	5.55	0.05	0.69	99.81	28.8	78.2	17.0
PDS-432	28	6.93	0.09	0.55	101.40	34.9	76.8	21.4
PDS-214	29	6.86	0.07	0.45	101.13	34.3	75.0	22.4
PDS-216	30	7.34	0.08	0.38	100.85	36.4	74.4	21.4
PDS-211	31	6.39	0.04	0.80	100.64	32.5	75.1	22.4
PDS-211	32	6.73	0.05	0.75	100.81	34.0	74.9	21.9
PDS-213	33	6.66	0.07	0.78	100.98	33.5	73.9	20.1
PDS-202	34	10.87	0.04	1.04	100.58	54.4	77.6	33.7
PDS-209	35	10.67	0.02	1.04	101.12	52.8	74.6	31.1
PDS-208	36	9.79	0.08	0.84	100.58	48.9	75.2	30.5
PDS-205	37	10.78	0.04	0.76	101.33	53.1	75.7	34.5
PDS-201	38	11.71	0.04	0.65	100.43	57.0	75.2	30.6
PDS-203	39	9.97	0.06	0.74	101.21	49.5	76.8	31.1

*Примечание.* Пробы №1 – 28 отобраны по разрезу хромитоносных зон в профиле *e – f*. № 29 и 30 пробы дунитов, обогащённые рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов Дунитового блока. Пробы №31–33 представляют сегрегации *in situ* в коренных выходах Дунитового блока; №34–39 образцы дезинтегрированных хромититов Дунитового блока. Величины индексов  $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ ,  $Cr\# = 100Cr/(Cr + Al)$ ,  $Fe^{3+\#} = 100Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ . Н.п.о.: ниже предела обнаружения. FeO (общ): всё железо в форме FeO. Значения FeO (выч) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (выч) рассчитаны на основе стехиометрии и баланса зарядов. Наименования изученных пород приведены в Таблице 1.

Таблица 36

Составы зон каймы и краевых частей в зёрнах хромшпинелидов из хромитоносных зон Дунитового блока массива Падос-Тундра

№ пробы	№ п/п	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)	FeO (выч)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (выч)	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO
PDS-400	1	0.31	0.29	37.07	57.43	28.20	32.48	0.06	0.72
PDS-403	2	0.30	0.37	36.64	57.36	28.01	32.61	0.08	0.70
PDS-405	3	0.32	0.26	31.47	61.81	27.82	37.77	0.11	0.57
PDS-405	4	0.30	0.10	24.90	68.26	28.22	44.50	0.11	0.48
PDS-406	5	0.19	2.82	47.74	43.80	26.21	19.55	0.05	0.77
PDS-406	6	0.24	1.26	45.72	46.84	26.22	22.92	0.10	0.81
PDS-407	7	0.16	3.24	47.92	42.91	25.73	19.10	0.01	0.77
PDS-407	8	0.34	0.79	42.43	50.78	26.61	26.87	0.13	0.74
PDS-409	9	0.23	9.99	53.99	27.98	22.99	5.55	0.02	0.43
PDS-409A	10	0.34	0.94	44.40	48.64	26.76	24.31	0.02	0.74
PDS-409B	11	0.30	0.54	43.43	49.69	26.76	25.48	0.08	0.79
PDS-409D	12	0.30	0.79	42.58	49.45	26.22	25.82	0.10	0.76
PDS-410	13	0.28	12.20	50.84	28.40	23.12	5.87	0.12	0.61
PDS-410	14	0.15	3.28	46.97	43.13	25.63	19.45	0.06	0.72

PDS-411A	15	0.31	0.68	44.80	45.67	22.86	25.35	0.08	1.07
PDS-414A	16	0.33	1.14	46.04	46.86	26.65	22.46	0.11	0.56
PDS-415	17	0.35	0.58	45.67	47.91	26.26	24.06	0.09	0.60
PDS-415	18	0.25	1.16	47.49	45.38	25.99	21.55	0.14	0.61
PDS-419	19	0.16	10.32	52.84	26.82	20.42	7.11	0.11	0.39
PDS-419	20	0.19	9.88	52.77	26.99	19.98	7.78	0.06	0.40
PDS-422	21	0.34	0.32	29.62	62.11	27.10	38.91	0.11	0.44
PDS-422A	22	0.33	0.46	40.26	52.60	26.82	28.65	0.09	0.56
PDS-426	23	0.25	9.61	55.14	26.96	21.84	5.69	0.11	0.41
PDS-426	24	0.22	7.52	54.82	30.33	22.79	8.38	0.04	0.45
PDS-427	25	0.25	10.80	56.13	20.96	16.39	5.08	0.07	0.40
PDS-428	26	0.28	10.61	52.49	29.02	24.07	5.50	0.11	0.48
PDS-428	27	0.20	11.21	53.54	27.16	22.46	5.23	0.07	0.47
PDS-429	28	0.25	12.64	52.31	26.49	22.02	4.97	0.13	0.42
PDS-429	29	0.26	2.33	49.26	43.11	27.21	17.66	0.12	0.65
PDS-430	30	0.09	3.35	50.76	40.21	26.45	15.30	0.05	0.58
PDS-430	31	0.16	2.29	50.13	41.89	26.30	17.33	0.09	0.59
PDS-432	32	0.21	10.11	52.49	29.58	22.97	7.35	0.06	0.46
PDS-432	33	0.21	5.24	49.45	38.16	24.39	15.31	0.05	0.52
PDS-202	34	0.31	0.65	45.15	43.58	19.73	26.51	0.07	1.44
PDS-207	35	0.22	3.16	49.48	36.19	18.65	19.48	0.02	1.40
PDS-207	36	0.25	2.52	49.78	37.20	19.18	20.03	0.04	1.44
PDS-208	37	0.32	0.88	48.00	42.01	21.55	22.73	0.08	1.34
PDS-205	38	0.25	0.64	47.69	42.04	20.42	24.03	0.07	1.51
PDS-201	39	0.38	2.19	49.31	37.52	18.71	20.90	0.04	1.41

Таблица 36 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	NiO	ZnO	Сумма (мас.%)	Mg#	Cr#	Fe <sup>3+</sup> #
PDS-400	1	0.45	0.28	101.70	10.3	98.9	50.9
PDS-403	2	0.31	0.27	101.29	11.1	98.5	51.2
PDS-405	3	0.59	0.24	101.11	11.0	98.8	55.0
PDS-405	4	0.94	0.18	101.24	8.5	99.4	58.7
PDS-406	5	0.22	0.47	101.45	18.5	91.9	40.2
PDS-406	6	0.25	0.39	101.09	17.3	96.1	44.0
PDS-407	7	0.26	0.47	101.36	20.0	90.9	40.0
PDS-407	8	0.32	0.33	101.59	16.6	97.3	47.6
PDS-409	9	0.07	0.45	100.22	33.1	78.4	17.8
PDS-409A	10	Н.п.о.	0.32	100.86	16.4	97.0	45.0
PDS-409B	11	0.51	0.33	100.80	14.3	98.2	46.2
PDS-409D	12	0.56	0.40	100.34	15.7	97.3	47.0
PDS-410	13	0.11	0.69	100.23	32.4	73.6	18.6
PDS-410	14	0.24	0.39	100.60	20.1	90.6	40.6
PDS-411A	15	0.36	0.37	100.93	27.4	97.8	49.9
PDS-414A	16	0.27	0.27	100.97	17.1	96.4	43.1
PDS-415	17	0.44	0.19	101.60	18.3	98.2	45.2
PDS-415	18	0.32	0.26	101.31	19.2	96.5	42.7
PDS-419	19	0.15	0.19	99.92	41.3	77.4	23.9
PDS-419	20	0.09	0.21	99.84	42.6	78.2	26.0
PDS-422	21	1.04	0.20	100.15	11.8	98.4	56.4
PDS-422A	22	0.52	0.29	100.64	14.8	98.3	49.0

PDS-426	23	0.07	0.23	100.85	37.6	79.4	19.0
PDS-426	24	Н.п.о.	0.21	101.14	34.0	83.0	24.9
PDS-427	25	0.11	0.12	100.52	54.3	77.7	21.8
PDS-428	26	0.08	0.67	99.95	29.1	76.8	17.1
PDS-428	27	0.03	0.60	100.79	35.2	76.2	17.3
PDS-429	28	Н.п.о.	0.39	100.75	37.7	73.5	16.9
PDS-429	29	0.05	0.46	100.85	15.4	93.4	36.9
PDS-430	30	0.04	0.55	100.44	17.8	91.0	34.2
PDS-430	31	0.03	0.44	100.77	18.5	93.6	37.2
PDS-432	32	0.09	0.57	100.84	33.2	77.7	22.3
PDS-432	33	0.07	0.46	100.72	26.5	86.4	36.1
PDS-202	34	0.38	0.53	101.66	36.7	97.9	54.7
PDS-207	35	0.22	0.59	101.06	41.1	91.3	48.4
PDS-207	36	0.23	0.58	101.56	39.4	93.0	48.4
PDS-208	37	0.24	0.47	101.54	31.6	97.3	48.7
PDS-205	38	0.28	0.43	101.85	34.7	98.1	51.4
PDS-201	39	0.29	0.42	101.60	41.3	93.8	50.1

*Примечание.* Пробы № 1-33 отобраны по разрезу в профиле *e-f*; № 34-39 образцы дезинтегрированных руд хромититов Дунитового блока. Представлены результаты микронзондовых анализов зон каймы в зональных зёрнах, за исключением № 9, 13, 19, 20, 23-28, 32, которые являются составами краевых частей однородных или слабо зональных зёрен хромшпинелидов. Наименования изученных пород приведены в Таблице 1.

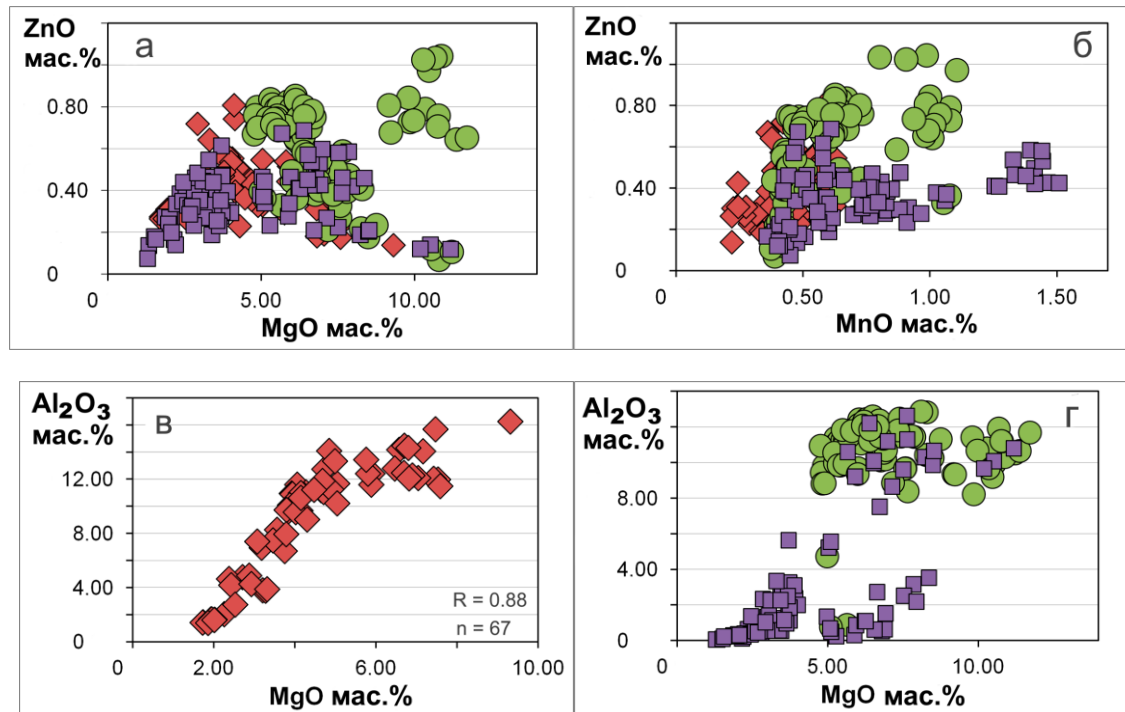


Рис. 49 (а-г). Вариации в содержаниях ZnO – MgO (а) и MnO (б), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO (в, г), представленные в мас.% в микронзондовых составах хромшпинелидов из рудных зон хромититов Дунитового блока и в проявлениях акцессорной минерализации в массиве Падос-Тундра. Используются те же символы, что на рис. 47 г.

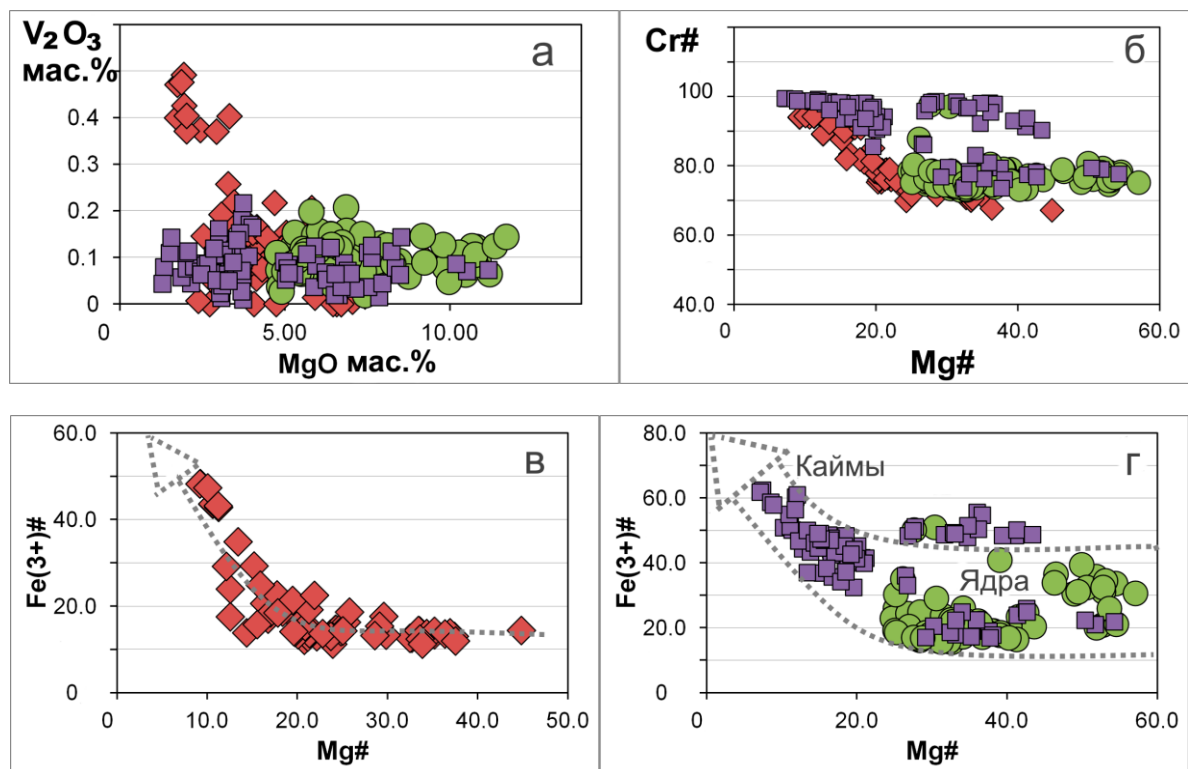


Рис. 50 (а-г). Вариации в содержаниях  $V_2O_3$  –  $MgO$  в мас. % (а) и значениях  $Cr\#$  –  $Mg\#$  (б),  $Fe^{3+\#}$  –  $Mg\#$  (в, г) в микрозондовых составах хромшпинелидов из рудных зон и проявлений акцессорной минерализации массива Падос-Тундра. Используются те же символы, что на рис. 47 г.

На вариационных диаграммах (рис. 49 а-г, 50 а-г) рассматриваются особенности химических составов хромшпинелидов из различных зон и районов массива Падос-Тундра: 1) акцессорные зёрна в породах Ортопироксенитовой зоны (на основе 67 микрозондовых анализов;  $n = 67$ ), 2) ядра зональных или однородных зёрен в хромитоносных зонах Дунитового блока ( $n = 90$ ), 3) каймы (или краевые участки незональных зёрен) в хромититах Дунитового блока ( $n = 90$ ). Ядра зёрен хромшпинелидов Дунитового блока обладают наиболее высокими значениями  $Mg\#, 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ , достигающими 54,5-57,0 (проба PDS-427). Краевые части незональных зёрен идентичны ядрам по значениям  $Mg\#$ , и составы краевых участков таких зёрен попадают в то же поле, что и ядра. Каймы зональных зёрен, имеющие диффузные контакты, показывают сравнительно пониженные значения  $Mg\#$ : 42,6–43,4 (например, PDS-419; табл. 36). Данные значения близки максимуму  $Mg\#$  (44,8, PDS-95), установленному для ассоциации зёрен Chr в

Ортопироксенитовой зоне (табл. 34). Эти наблюдения указывают на первоначальную кристаллизацию высокомагнезиальных по составу ядер Дунитового блока. Отмеченные подобия значений  $Mg\#$  в каймах хромшпинелидов Дунитового блока и зёрен акцессорной минерализации в Ортопироксенитовой зоне определяют вероятность их близко одновременной кристаллизации.

Довольно необычно, что каймы зональных зёрен Дунитового блока, как и значительное число проанализированных ядер, сравнительно обогащены примесями Mn и Ni в большей степени, чем акцессорные зёрна Ортопироксенитовой зоны (рис. 47 в, г). Кроме того, каймы обогащены Mn и Ni в сравнении с ядрами. Примеси Ni и V показывают общую тенденцию возрастания значений в ходе кристаллизации акцессорных зёрен хромита, что выражается снижением их магнезиальности с понижением температуры (рис. 47 г, 49 а). Примесные количества Zn (до 1,0 мас.%) предпочтительно входят в составы магнезиальных ядер хромшпинелидов Дунитового блока (рис. 49а). Наблюдается контрастное распределение Zn и Mn. Примесь Zn концентрируется в ядрах, тогда как Mn сравнительно накапливается в каймах зональных зёрен (рис. 49 б). Подобные свидетельства разрыва геохимических связей Zn и Mn наблюдались также в отношении зональных зёрен хромшпинелидов в массиве Чапесвара (Barkov et al., 2020). Корреляция в паре Mg–Al в составах акцессорных зёрен является сильно положительной (рис. 49 б). Она также положительна в составах хромшпинелидов Дунитового блока, показывая при этом значительно более широкие вариации (рис. 49 г). Сущность этой зависимости заключается в том, что оба элемента связаны в форме крайнего шпинелевого компонента ( $MgAl_2O_4$ ), который, как известно, стабилен при высоких температурах в сосуществовании шпинелевой фазы с высокофорстеритовым оливином (Jamieson et al., 1984).

Значения индексов  $Chr\#$ ,  $100Cr/(Cr+Al)$  и  $Fe^{3+\#}$ ,  $100Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$  коррелируют отрицательно со степенью обогащения составов хромшпинелидов магнием (рис. 40 в, г). В составах хромшпинелидов Дунитового блока

отмечается прогрессирующее возрастание содержаний  $Fe^{3+}$  от ядра к кайме. Тренд вариаций всей совокупности составов, прослеженный на диаграмме Cr– $Fe^{3+}$ –Al, простирается в направлении максимального обогащения  $Fe^{3+}$  в составах кайм зональных зёрен Дунитового блока (рис. 41 а).

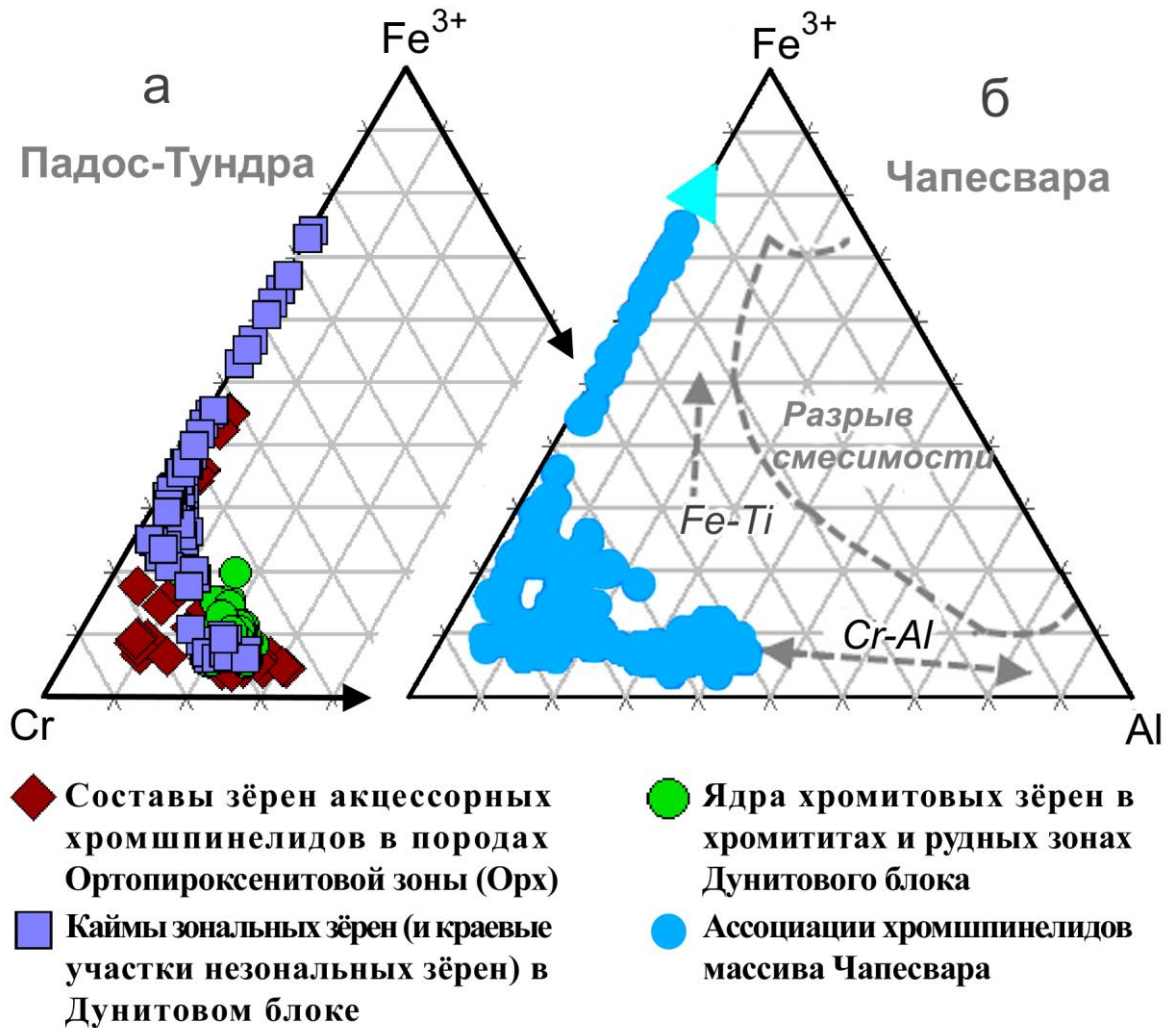


Рис. 51 (а, б). Тренды кристаллизации ассоциаций хромшпинелидов массива Падос-Тундра (а) на диаграмме Cr– $Fe^{3+}$ –Al в сопоставлении с вариациями в комплексе Чапесвара (б) 109

Как отмечалось, зёрна хромшпинелидов ассоциируют и могут образовывать непосредственные сростания с сульфидными минералами: Со-содержащим пентландитом (рис. 44 в, г; табл. 37).



## Составы сульфидных минералов в массиве Падос-Тундра

Проба	№ п/п		Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма (мас.%)
PDS-11	1	Pn	26.87	38.39	1.38	Нпо	33.64	100.29
PDS-11	2		26.62	38.29	1.39	Нпо	33.78	100.08
PDS-103	3		28.91	36.23	1.33	0.30	32.63	99.40
PDS-103	4		28.91	36.56	1.31	0.29	33.09	100.16
PDS-214	5		19.02	43.94	3.52	НПО	33.52	100.0
PDS-214	6	Mlr	0.84	65.48	нпо	НПО	33.19	99.50

Таблица 37 (продолжение)

Проба	№ п/п		Fe	Ni	Co	Cu	Σ	S	Ni/Fe
PDS-11	1	Pn	3.70	5.04	0.18	–	8.92	8.08	1.4
PDS-11	2		3.67	5.03	0.18	–	8.88	8.12	1.4
PDS-103	3		4.04	4.81	0.18	0.04	9.06	7.94	1.2
PDS-103	4		4.00	4.81	0.17	0.03	9.02	7.98	1.2
PDS-214	5		2.64	5.80	0.46	–	8.90	8.10	2.2
PDS-214	6	Mlr	0.01	1.03	–	–	1.04	0.96	–

*Примечание.* Формулы рассчитаны на основе 17 атомов на формульную единицу для пентландита (Pn) и 2 атомов для миллерита (Mlr); НПО ниже предела обнаружения. Наименования изученных пород приведены в Таблице 1.

### 6.3 Геохимические вариации в Дунитовом блоке и ультрамафитах Ортопироксенитовой зоны массива Падос-Тундра

Ультрамафитовые породы массива Падос-Тундра (ортопироксениты, оливиновые ортопироксениты, гарцбургиты и дуниты) обладают высокой магнезиальностью. Среднее значение индекса магнезиальности Mg# пород, представленного соотношениями молекулярных количеств 100 MgO/(MgO+FeO<sub>общ</sub>), составляет 87,6, что близко средним значениям Mg# 86,7 в дифференцированном силле Чапесвара-II (97) и 86,1 в коматиитовом потоке массива горы Ханлаута 108, который тесно ассоциирует с массивом Падос-Тундра (рис. 42 а). Высокомагнезиальные составы дифференциатов сопровождаются повышенными содержаниями в них Cr: до 26,72 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

(табл. 38) в хромитоносном дуните Дунитового блока (рис. 52 а). Столь высокохромистые составы значительно обогащены Al, вследствие широкого развития клинохлора (рис. 45 г, 46 а-г), а также значительного обогащения хромшпинелидов шпинелевым компонентом в хромититах и сегрегациях (рис. 52 г). Наблюдаемая сильно положительная корреляция в паре Ni–Mg (рис. 52 в) является отражением преимущественного нахождения Ni в качестве примеси оливина, обогащённого Fe компонентом (рис. 47 а).

Породы массива Падос-Тундра характерно бедны Ca и Al (рис. 52 б, г), что отражается отсутствием в них плагиоклаза и клинопироксена. В ходе кристаллизации раннемагматического парагенезиса (Ol и Орх), Ca и Al накапливались в водосодержащей среде, обуславливая широко проявленную кристаллизацию тремолита (в ассоциации с антофиллитом) в результате аутометасоматического замещения зёрен Орх.

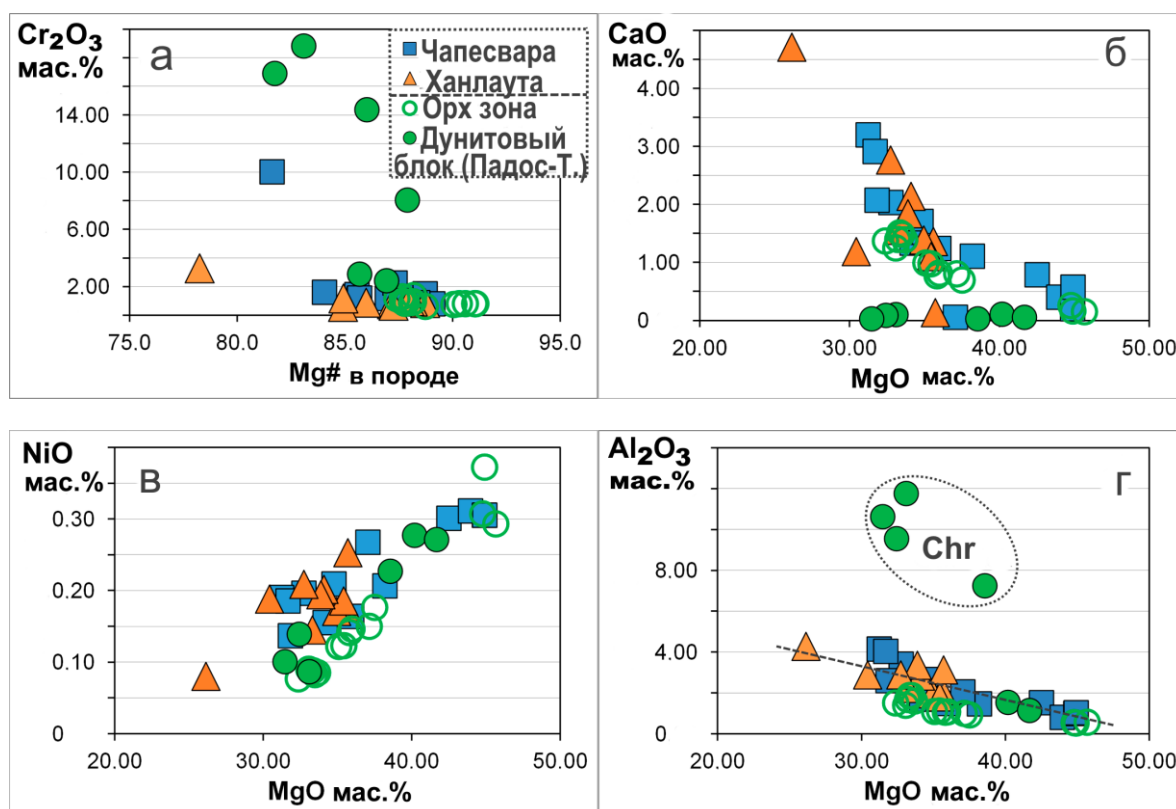


Рис. 52 (а-г). Сопоставление значений индекса Mg#  $[100\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{общ}})] - \text{Cr}_2\text{O}_3$  в мас.%, (а), MgO – CaO (б), NiO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в) в мас.% в составах ультрамафитовых пород массива Падос-Тундра, представленных символами зелёного цвета (полые кружки – Ортопироксенитовая зона и залитые кружки – Дунитовый блок), в сопоставлении с составами

пород силла Чапесвара (97), отмеченных голубыми квадратами, а также дифференцированного потока Ханлаута 108 (оранжевые треугольники). Выделенное поле «Chr» (рис. 52 г) обозначает представительные составы стратиформных хромититов Дунитового блока массива Падос-Тундра.

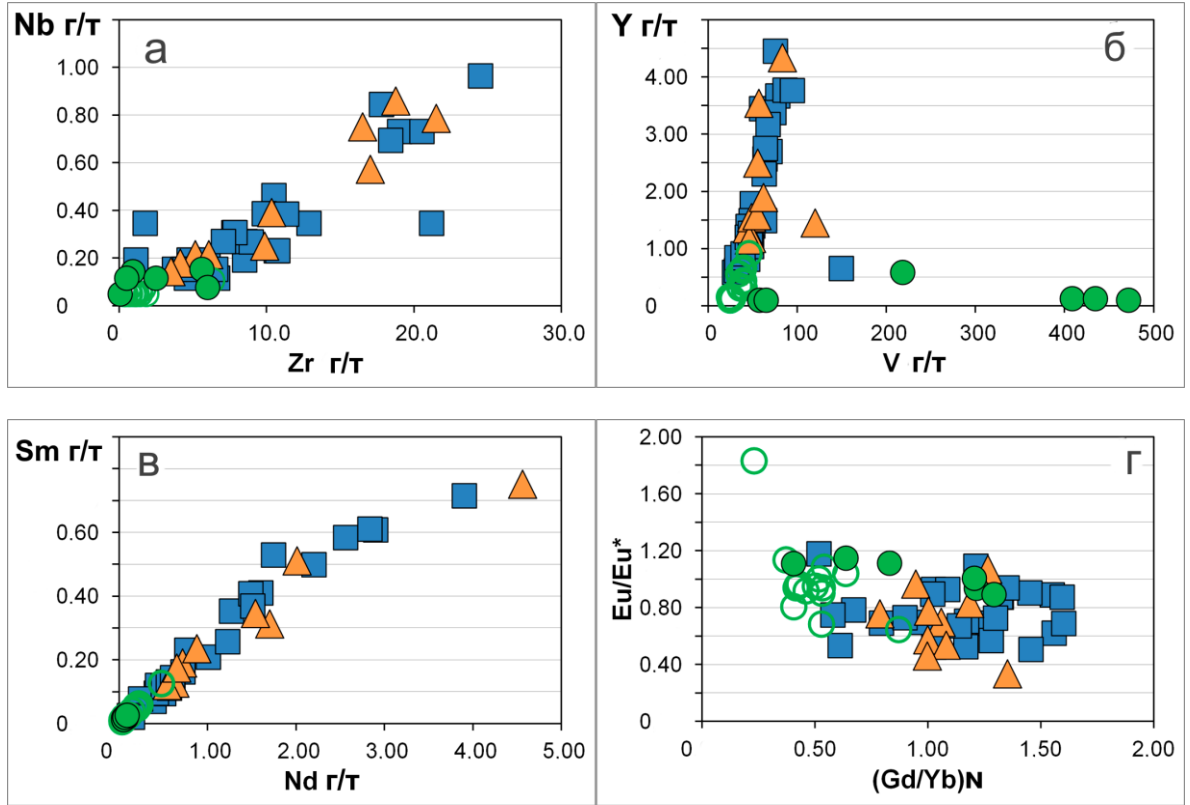


Рис. 53 (а-г). Вариационные диаграммы Zr – Nb (а), V – Y (б), Nd – Sm (в), выраженные в г/т, а также сопоставление значений индексов  $(Gd/Yb)_N - Eu/Eu^*$  (г) в составах пород массива Падос-Тундра, обозначенных символами зелёного цвета (полые кружки - Ортопироксенитовая зона и залитые кружки - Дунитовый блок), в сопоставлении с составами пород массивов Чапесвара и Ханлаута (символы и литературные источники те же, что на рис. 52а).

## Содержания основных петрогенных окислов в составах пород массива

## Падос-Тундра

№ пробы	№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ)	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (общ)	MnO
PDS-1	1	54.54	0.07	1.61	6.53	0.79	5.88	0.13
PDS-3	2	54.57	0.07	1.87	6.51	0.80	5.86	0.14
PDS-11	3	54.87	0.07	1.69	6.83	0.79	6.14	0.13
PDS-27	4	53.77	0.07	1.86	7.12	0.80	6.40	0.13
PDS-30	5	54.77	0.08	1.50	8.14	0.61	7.32	0.17
PDS-41	6	48.50	0.05	1.01	9.94	0.88	8.95	0.16
PDS-50	7	48.71	0.05	1.06	9.80	0.88	8.82	0.17
PDS-54	8	50.43	0.05	1.12	9.41	0.93	8.46	0.17
PDS-64	9	54.62	0.07	1.39	7.23	0.74	6.51	0.15
PDS-77	10	46.09	0.05	0.93	10.36	0.95	9.32	0.17
PDS-80	11	48.98	0.05	1.07	10.04	0.96	9.03	0.17
PDS-82	12	50.80	0.05	1.10	9.67	0.83	8.70	0.17
PDS-88	13	38.29	0.03	0.53	12.81	1.16	11.53	0.17
PDS-90	14	37.44	0.03	0.55	12.48	1.30	11.23	0.16
PDS-93	15	37.69	0.03	0.56	12.10	1.36	10.89	0.17
PDS-212	16	35.49	0.04	1.55	13.31	2.89	11.97	0.15
PDS-215	17	25.55	0.26	11.78	10.66	14.38	9.59	0.56
PDS-400	18	36.95	0.04	1.14	12.42	2.41	11.17	0.17
PDS-406	19	32.21	0.06	7.26	10.53	8.08	9.47	0.15
PDS-409	20	22.93	0.13	9.56	14.35	16.92	12.92	0.22
PDS-423	21	23.20	0.14	10.64	12.70	18.82	11.43	0.20
PDS-432	22	14.81	0.19	9.67	24.11	26.72	21.70	0.36

Таблица 38 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	MgO	CaO	NiO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
PDS-1	1	33.67	1.39	0.09	<0.01	0.12	0.02
PDS-3	2	33.34	1.51	0.09	<0.01	0.16	0.01
PDS-11	3	33.20	1.39	0.09	<0.01	0.08	0.01
PDS-27	4	33.49	1.48	0.08	0.01	0.16	0.02
PDS-30	5	32.37	1.37	0.08	<0.01	0.09	0.01
PDS-41	6	37.14	0.80	0.15	<0.01	0.07	0.01
PDS-50	7	35.83	0.77	0.14	<0.01	0.08	0.01
PDS-54	8	35.43	0.98	0.12	<0.01	0.09	0.01
PDS-64	9	33.07	1.25	0.09	<0.01	0.08	0.01
PDS-77	10	37.50	0.69	0.18	0.01	0.07	0.01
PDS-80	11	35.98	0.82	0.15	<0.01	0.08	0.01
PDS-82	12	35.08	0.99	0.12	0.01	0.09	0.01
PDS-88	13	44.91	0.16	0.37	0.01	0.05	0.01
PDS-90	14	44.77	0.26	0.31	0.01	0.05	0.01
PDS-93	15	45.67	0.15	0.29	0.01	0.06	0.01
PDS-212	16	40.17	0.11	0.28	<0.01	0.05	0.01
PDS-215	17	33.08	0.10	0.09	0.02	0.20	0.02

PDS-400	18	41.66	0.06	0.27	0.01	<0.05	0.01
PDS-406	19	38.54	0.03	0.23	<0.01	<0.05	<0.01
PDS-409	20	32.42	0.09	0.14	<0.01	<0.05	<0.01
PDS-423	21	31.46	0.03	0.10	<0.01	<0.05	<0.01
PDS-432	22	23.66	0.00	0.10	<0.01	<0.05	<0.01

Таблица 38 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	П.п.п.	Сумма (мас.)	Mg#
PDS-1	1	0.01	0.01	<0.03	0.05	99.04	90.9
PDS-3	2	0.01	0.01	<0.03	0.03	99.14	90.8
PDS-11	3	0.01	0.01	<0.03	0.08	99.26	90.4
PDS-27	4	0.01	0.01	<0.03	0.11	99.13	90.1
PDS-30	5	0.01	0.01	<0.03	0.17	99.40	88.5
PDS-41	6	0.01	0.01	<0.03	0.38	99.14	87.9
PDS-50	7	0.01	0.01	<0.03	1.71	99.25	87.7
PDS-54	8	0.01	0.01	<0.03	0.96	99.73	88.0
PDS-64	9	0.01	0.01	<0.03	0.55	99.30	89.8
PDS-77	10	0.01	0.01	<0.03	2.12	99.14	87.6
PDS-80	11	0.01	0.01	<0.03	1.07	99.41	87.5
PDS-82	12	0.01	0.01	<0.03	1.19	100.14	87.6
PDS-88	13	0.01	0.01	<0.03	1.74	100.26	87.3
PDS-90	14	0.01	0.01	<0.03	2.35	99.74	87.5
PDS-93	15	0.01	0.01	<0.03	2.00	100.14	88.0
PDS-212	16	0.01	0.01	<0.03	5.26	99.33	85.5
PDS-215	17	0.09	0.02	<0.03	3.25	100.03	85.3
PDS-400	18	0.01	0.01	<0.03	4.57	99.76	86.8
PDS-406	19	0.02	0.01	0.06	2.77	99.94	87.7
PDS-409	20	0.04	0.01	0.05	3.02	99.88	81.5
PDS-423	21	0.05	0.02	0.02	2.51	99.87	82.8
PDS-432	22	0.05	<0.01	0.02	0.03	99.71	65.7

*Примечание.* Приводятся результаты рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), выполненного в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Профили отбора проб *a – b* (от PDS-1 до № 93) и *e – f* (от PDS-212 до №432), показаны на рис. 42а. В пробах №19 – 22 установлено 0.06, 0.11, 0.11, 0.25 мас.% ZnO, а также 0.02-0.04 мас.% Co<sub>3</sub>O<sub>4</sub>. П.п.п. потери при прокаливании. Mg# = 100 MgO / (MgO+FeO<sub>общ</sub>) (в мол. колич.). Наименования изученных пород приведены в Таблице 1.

Содержания редких, рудогенных и рассеянных элементов в составах  
ультрамафитовых пород массива Падос-Тундра

№ пробы	№ п/п	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
PDS-1	1	14.8	38.6	5623.2	75.8	856.0	14.8
PDS-3	2	15.8	37.6	5717.3	75.5	888.9	13.8
PDS-11	3	15.2	39.9	5643.3	70.9	858.0	6.5
PDS-27	4	15.2	39.0	5751.5	77.5	856.7	14.1
PDS-30	5	15.4	46.0	4345.7	91.0	816.8	7.9
PDS-41	6	11.8	35.1	6241.9	93.3	1445.4	32.3
PDS-50	7	11.7	39.0	6077.8	86.5	1349.2	14.0
PDS-54	8	12.5	39.9	6224.2	80.3	1192.5	8.5
PDS-64	9	16.3	34.2	5039.1	77.5	892.8	13.8
PDS-77	10	9.6	35.9	6217.1	98.2	1591.5	10.8
PDS-80	11	10.7	40.3	6372.6	83.8	1336.6	9.4
PDS-82	12	11.9	39.4	5412.3	103.0	1187.2	10.3
PDS-88	13	4.6	24.0	7535.1	182.0	2951.4	5.5
PDS-90	14	4.7	27.1	8975.7	178.2	2388.8	5.9
PDS-93	15	4.5	24.7	9011.8	176.6	2383.0	12.0
PDS-212	16	9.1	57.4	В.п.о.	139.3	2161.7	<5.0
PDS-215	17	6.7	471.5	В.п.о.	222.7	568.41	6.7
PDS-400	18	8.8	65.1	15196.0	142.1	2783.3	<5.0
PDS-406	19	3.9	218.3	В.п.о.	274.0	2052.9	18.9
PDS-409	20	5.0	408.5	В.п.о.	311.7	649.3	7.2
PDS-423	21	3.3	434.4	В.п.о.	302.2	246.1	7.4

Таблица 39 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
PDS-1	1	40.5	1.30	3.7	0.63	1.10	<0.05	<0.1	<3
PDS-3	2	49.2	1.48	<3	0.63	1.82	<0.05	<0.1	3.0
PDS-11	3	43.5	1.61	<3	0.66	1.62	0.072	<0.1	<3
PDS-27	4	44.3	1.68	3.1	0.63	1.41	0.072	<0.1	3.0
PDS-30	5	48.7	1.82	4.4	0.91	6.30	0.11	<0.1	<3
PDS-41	6	60.8	2.03	<3	0.35	0.66	<0.05	<0.1	<3
PDS-50	7	70.0	2.23	<3	0.41	0.62	0.072	<0.1	<3
PDS-54	8	63.8	2.30	<3	0.44	0.72	<0.05	<0.1	<3
PDS-64	9	54.4	2.12	<3	0.56	1.41	<0.05	<0.1	<3
PDS-77	10	72.8	2.30	<3	0.31	0.41	<0.05	<0.1	<3
PDS-80	11	71.9	2.34	<3	0.31	1.12	<0.05	<0.1	<3
PDS-82	12	57.0	2.09	<3	0.41	0.95	<0.05	<0.1	<3
PDS-88	13	75.0	2.72	<3	0.16	1.17	<0.05	<0.1	<3
PDS-90	14	78.9	3.25	<3	0.13	0.29	<0.05	<0.1	<3

PDS-93	15	76.3	3.47	<3	0.10	0.43	<0.05	<0.1	<3
PDS-212	16	181.1	4.12	<3	0.10	0.07	<0.05	<0.1	<3
PDS-215	17	1304.0	14.22	17.2	0.10	0.92	0.14	<0.1	<3
PDS-400	18	137.4	2.77	<3	0.10	0.49	0.12	<0.1	<3
PDS-406	19	978.3	6.31	<3	0.59	2.49	0.12	<0.1	<3
PDS-409	20	3138.4	6.76	<3	0.13	5.60	0.15	<0.1	5.5
PDS-423	21	2598.7	6.92	<3	0.13	5.98	0.077	<0.1	5.1

Таблица 39 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
PDS-1	1	0.21	0.33	0.04	0.19	0.06	0.02	0.06	0.01
PDS-3	2	0.22	0.38	0.05	0.20	0.05	0.02	0.07	0.01
PDS-11	3	0.14	0.37	0.06	0.22	0.06	0.02	0.08	0.01
PDS-27	4	0.19	0.38	0.05	0.23	0.06	0.02	0.07	0.01
PDS-30	5	0.42	0.93	0.12	0.47	0.13	0.03	0.13	0.02
PDS-41	6	0.07	0.14	0.02	0.08	0.03	0.01	0.03	0.01
PDS-50	7	0.09	0.92	0.03	0.11	0.03	0.01	0.04	0.01
PDS-54	8	0.07	0.16	0.02	0.08	0.03	0.01	0.05	0.01
PDS-64	9	0.13	0.24	0.03	0.15	0.04	0.01	0.05	0.01
PDS-77	10	0.06	0.11	0.01	0.05	0.02	0.01	0.03	0.01
PDS-80	11	0.05	0.11	0.02	0.07	0.02	0.01	0.03	0.01
PDS-82	12	0.09	0.17	0.02	0.09	0.03	0.01	0.04	0.01
PDS-88	13	0.09	0.17	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
PDS-90	14	0.05	0.07	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00
PDS-93	15	0.11	0.13	0.01	0.06	0.01	0.00	0.01	0.00
PDS-212	16	0.10	0.17	0.02	0.08	0.02	0.01	0.03	0.01
PDS-215	17	0.07	0.11	0.01	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01
PDS-400	18	0.10	0.17	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.01
PDS-406	19	0.09	0.12	0.02	0.08	0.03	0.01	0.03	0.01
PDS-409	20	0.10	0.18	0.02	0.06	0.02	0.01	0.03	0.01
PDS-423	21	0.09	0.18	0.02	0.09	0.03	0.01	0.02	0.01

Таблица 39 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
PDS-1	1	0.09	0.02	0.08	0.01	0.10
PDS-3	2	0.09	0.03	0.08	0.02	0.10
PDS-11	3	0.12	0.03	0.09	0.01	0.12
PDS-27	4	0.08	0.02	0.07	0.01	0.11
PDS-30	5	0.16	0.04	0.11	0.02	0.12
PDS-41	6	0.05	0.01	0.05	0.01	0.06
PDS-50	7	0.05	0.01	0.05	0.01	0.08
PDS-54	8	0.06	0.02	0.04	0.01	0.06
PDS-64	9	0.08	0.02	0.06	0.01	0.09
PDS-77	10	0.05	0.01	0.04	0.01	0.05
PDS-80	11	0.05	0.01	0.05	0.01	0.06
PDS-82	12	0.06	0.02	0.06	0.01	0.07
PDS-88	13	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03
PDS-90	14	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03
PDS-93	15	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02
PDS-212	16	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
PDS-215	17	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
PDS-400	18	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03
PDS-406	19	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03
PDS-409	20	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03
PDS-423	21	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01

Таблица 39 (продолжение)

№ пробы	№ п/п	Lu	Hf	Ta	Th	U	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
PDS-1	1	0.02	<0.05	<0.05	0.03	<0.02	0.50	0.95
PDS-3	2	0.02	<0.05	<0.05	0.02	<0.02	0.53	0.90
PDS-11	3	0.02	<0.05	<0.05	0.03	<0.02	0.53	0.68
PDS-27	4	0.02	<0.05	<0.05	0.03	<0.02	0.53	0.94
PDS-30	5	0.02	0.08	<0.05	0.12	0.04	0.87	0.65
PDS-41	6	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.46	0.92
PDS-50	7	0.01	<0.05	<0.05	0.10	<0.02	0.43	0.96
PDS-54	8	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.64	1.04
PDS-64	9	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.41	0.81
PDS-77	10	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.52	1.00
PDS-80	11	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.42	0.94
PDS-82	12	0.01	<0.05	<0.05	0.02	<0.02	0.42	0.96
PDS-88	13	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.23	1.83
PDS-90	14	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.37	1.14
PDS-93	15	0.01	<0.05	<0.05	<0.02	<0.02	0.54	1.08
PDS-	16	0.01	<0.05	<0.05	0.03	<0.02	1.21	0.94



212								
PDS-								
215	17	0.01	<0.05	0.12	<0.03	<0.02	1.20	1.01
PDS-								
400	18	0.01	<0.05	<0.05	<0.03	<0.02	0.40	1.11
PDS-								
406	19	0.01	<0.05	<0.05	0.03	0.03	0.64	1.15
PDS-								
409	20	0.01	0.09	<0.05	0.03	0.06	0.83	1.11
PDS-								
423	21	0.01	<0.05	<0.05	0.06	0.06	1.29	0.89

*Примечание.* Приведены результаты (в г/т), полученные методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. В.п.о. выше предела обнаружения. Наименования изученных пород приведены в Таблице 1.

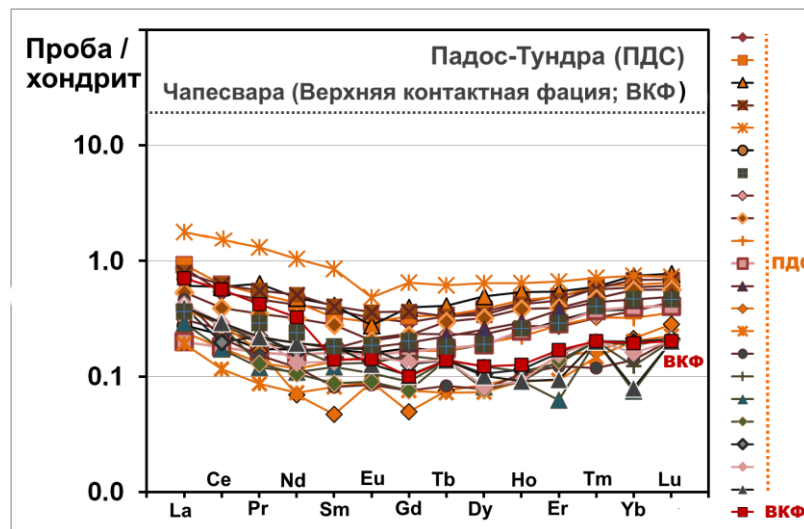


Рис. 54. Нормализованные по хондриту CI (McDonough et al., 1995) спектры редкоземельных элементов (метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой; ИСП-МС), в составах ультрамафитовых пород массива Падос-Тундра (ПДС) в сопоставлении со спектром породы Верхней контактной фации (ВКФ) силла Чапесвара-II, (97).

Редкоземельные и крупноионные литофильные элементы, являющиеся несовместимыми, характеризуются совместным накоплением и потому положительно коррелируют друг с другом в различных сочетаниях, например, в парах Nb – Zr, Y – V (за исключением обогащённых хромшпинелидами разновидностей, в которых V закономерно накапливается), а также Sm – Nd (рис. 53 а-в).

Полученные геохимические данные свидетельствуют, что комагматичные серии ультраосновных пород расслоенного интрузива Падос-Тундра показывают, в целом, заметно более примитивный характер, чем образования родственных массивов Чапесвара и Ханлаута, относящиеся к единой малоглубинной вулcano-плутонической ассоциации. Значения  $Mg\#_{\text{макс}}$  в породах массива Падос-Тундра несколько выше (рис. 52 а), а величины индекса  $(Gd/Yb)_N$  сравнительно ниже (рис. 53 г), показывая относительное деплетирование всеми несовместимыми элементами (рис. 53 а-в). Спектры, нормализованные по хондриту, также демонстрируют в целом заметно более примитивный характер пород ультрамафитовых серий интрузива Падос-Тундра. Вместе с тем, отмечается значительное подобие формы спектров и других геохимических характеристик массивов Серпентинитового пояса, включая породы Верхней контактной фации силла Чапесвара (рис. 54), которые являются наиболее вероятным приближением состава исходной коматиитовой магмы Al-недеплетированного типа, из которой предположительно кристаллизовались все малоглубинные интрузии пояса (97).

#### **6.4 Геотектоническое положение и вероятная исходная магма интрузива Падос-Тундра**

Расслоенный массив Падос-Тундра и сопровождающие его массивы и субвулканические тела ортопироксенит-гарцбургит-дунитовых ассоциаций располагаются у контакта двух крупных мегаструктурных элементов Фенноскандинавского щита: Лапландского гранулитового террейна (пояса) палеопротерозойского возраста и Беломорского составного террейна архейского возраста (Balagansky et al., 2005, 2016). Внедрение расслоенного интрузива и ассоциированных с ним ультрабазитовых силлов и потоков (Чапесвара, Лотмвара, Ханлаута и др.), связано с формированием пояса Танаэльв (рис. 55), который подстилает образования Лапландского гранулитового террейна, формирующего часть палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена.

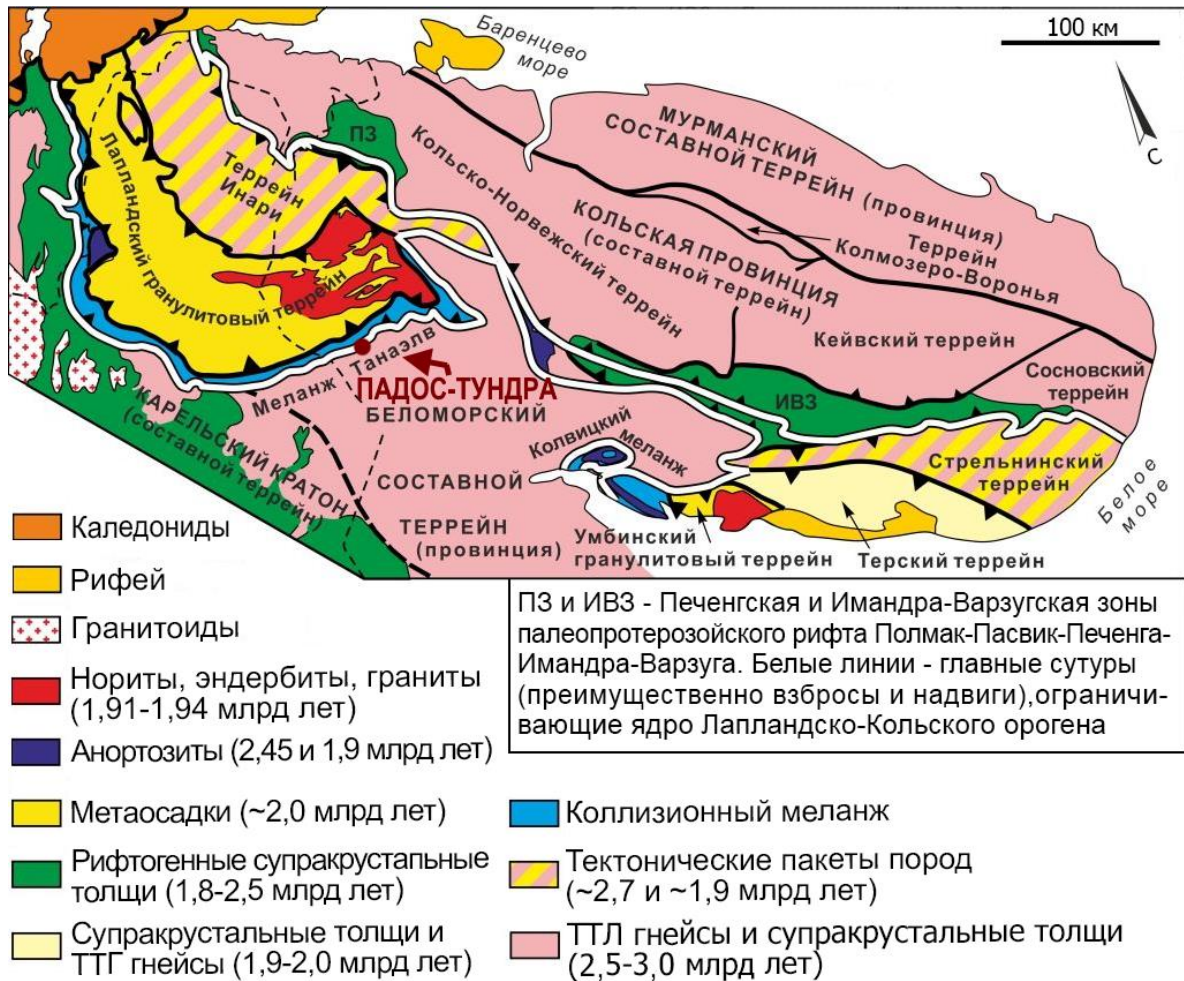


Рис. 55. Положение расслоенного интрузива Падос-Тундра на схеме тектонического строения северно-восточной части Балтийского щита по Балаганский и др. (Balagansky V.V. et al., 2016).

В соответствии с положениями 108, выделяется трансрегиональная мегаструктура коматиитового магматизма Серпентинитовый пояс – пояс Тулпио (Финляндия), представленная многочисленными проявлениями (сотни индивидуальных тел) и соответствующая определению «крупная изверженная провинция», которая сформирована крупномасштабным плюмом высокомагнезиального коматиитового расплава. Хромитоносный расслоенный массив Падос-Тундра и крупные тела в непосредственной ассоциации с ним (Малый Падос, Чапесвара, Лотмвара, Ханлаута) отвечают центральной части этого плюма. Исходный состав родоначальной магмы оценивается по

приконтактной породе (Верхней краевой фации, ВКФ), в химическом составе которой отмечается: 37,04 мас.% MgO, 14,88 мас.% FeO<sub>общ.</sub>, соответствуя молярному отношению MgO/SiO<sub>2</sub> = 1,8 и значению Mg# 81,3. Состав оливина в породе ВКФ (Fo<sub>92</sub>) заметно превышает составы, охарактеризованные по полному разрезу силла (97). Примерная оценка магмы интрузива Падос-Тундра могла бы быть сделана на основе пробы PDS-409, отобранной у контакта в рудоносной зоне Дунитового блока, которая имеет близкие характеристики: 32,42% MgO, 12,92% FeO<sub>общ.</sub>, MgO/SiO<sub>2</sub> = 2,1, Mg# 81,5, и состав оливина Fo<sub>91</sub>.

Максимальные значения Mg# в зёрнах Ol и Chr последовательно понижаются от значений 93,3 и 57,0 в Дунитовом блоке массива Падос-Тундра к значениям Mg#<sub>макс.</sub> 91,7 и 42,5 в силлах Чапесвара (97), и 87,9, 31,9, соответственно, в дифференцированном потоке массива Ханлаута (Barkov et al., 2021). Это снижение Mg# коррелирует с общим уменьшением размеров и относительных объёмов указанных малоглубинных интрузивов. Таким образом, интрузив Падос-Тундра по всей видимости соответствует поступлению наиболее крупного объёма примитивного расплава центральной части плюма. Обсуждаемые массивы показывают существенно родственные тренды геохимической эволюции (рис. 52 а, 53 а-г). В нашей работе допускается, что вследствие гипабиссальных условий кристаллизации, исходная коматиитовая магма могла подвергнуться процессу везикуляции в ходе кристаллизации ранних фаз породообразующих силикатов (безводных), приводящей к насыщению расплава H<sub>2</sub>O. Предполагается, что осуществлялась диссоциация водосодержащего флюида и удаление H<sub>2</sub> из системы посредством диффузии. Эти процессы приводили к конверсии части железа из исходной Fe<sup>2+</sup> к форме Fe<sup>3+</sup>. Полученные данные согласуются с такими предположениями: составы ассоциации хромшпинелидов массива Падос-Тундра эволюционируют в направлении составов весьма обогащённых Fe<sup>3+</sup> (рис. 50 в, г, 51 а, б). На диаграмме Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al поля составов и тренды, установленные для ассоциаций хромшпинелидов в массивах Падос-Тундра и Чапесвара, весьма подобны, хотя серия составов массива Чапесвара показывает несколько большую

протяжённость вдоль тренда Cr – Al по направлению к вершине Al (рис. 51 а, б). Развитие сред минералообразования с высоким потенциалом окисления представляет важную характеристику интрузива Падос-Тундра, как и других представителей Серпентинитового пояса (Barkov et al., 2009, 2017, 2019, 2020, 2021).

### 6.5 Сопоставление с ультрабазитами Фенноскандинавского щита

Основные проявления коматиитовых пород в регионе связаны с дифференцированными потоками коматиитовых базальтов Ветреного пояса палеорифтогенного происхождения (Puchtel et al., 1997;59, Kulikov et al., 2011), имеющих палеопротерозойский возраст (2,4–2,45 млрд. лет), синхронный Бураковскому расслоенному интрузиву, южная Карелия (Sharkov et al., 1995; Chistyakov et al., 2008). Родственные мета-вулканогенные коматиит-пикритовые ассоциации развиты также в центрально-лапландском зеленокаменном поясе Финляндии и северной Норвегии (Hanski et al., 2001). Общие вариации составов оливина в Ветреном поясе составляют  $Fo_{81-89}$  (Kulikov et al., 2011). Узкий ряд значений,  $Fo_{86.1-89.5}$ , установлен (Puchtel et al., 1997) в коматиитах этого пояса и когенетичной с ними дайкой Винела. Указанные максимумы магнезиальности существенно ниже уровня в хромитоносных дунитах массива Падос-Тундра ( $Fo_{93}$ ) и породах Верхней контактной фации силла Чапесвара:  $Fo_{92}$  (97, 2020). Кроме того, породы Ветреного пояса характеризуются пониженной магнезиальностью дифференциатов и большей степенью проявленной дифференциации по сравнению с массивами Серпентинитового пояса. Комагматичные ассоциации Ветреного пояса варьируют от коматиитов (18–27 мас.% MgO) и коматиитовых базальтов (8–18 мас.% MgO) до андезитобазальтов (6–8 мас.% MgO). Средневзвешенный состав пород Ветреного пояса соответствует коматиит-базальту следующего состава: 51,45 мас.%  $SiO_2$ , 0,62%  $TiO_2$ , 12,0%  $Al_2O_3$ , 10,4% FeO, 14,15% MgO, 8,96% CaO, 1,7%  $Na_2O$ , 0,46%  $K_2O$  (Kulikov et al., 2011). Уровень магнезиальности возрастает от 13 до 17 мас.% MgO по

направлению к центру пояса (Puchtel et al., 1997). Относительное обогащение Са и Al выражается в развитии плагиоклаза и клинопироксена (локально в форме вариолитовых текстур). Как отмечалось, в обсуждаемых массивах группы Падос-Тундра Серпентинитового пояса эти минералы весьма редки. Содержания Ti значительно выше в коматиитах Ветреного пояса (0,4–0,9 мас.% TiO<sub>2</sub>), контрастируя с деплетированием пород Серпентинитового пояса в отношении Ti. Пикриты и пикробазальты Печенгского и Онежского районов, имеющие значительно более молодой изотопный возраст (~2,1 млрд. лет), обогащены Ti ещё более значительно: более 1 мас.% TiO<sub>2</sub> (Vaasjoki, 2001; Smolkin, 1992).

## **6.6 Формирование ЭПГ-хромитовых рудных зон в массиве Падос-Тундра**

Дунит-гарцбургит-ортопироксенитовые серии и зоны хромовой минерализации формировались в ходе гипабиссальной кристаллизации лополитоподобного интрузива Падос-Тундра из Al-недеплетированной коматиитовой магмы весьма высокомагнезиального состава. Эта магма сопоставима с наиболее высокомагнезиальными расплавами коматиитов Барбертонского пояса в Южной Африке (97, 2021). Как отмечалось, порода Верхней контактной фации (ВКФ) силла Чапесвара-II рассматривается (97) в качестве наиболее близкого вероятного аналога исходной магмы, довольно близко соответствуя тонкозернистым дунитам (изученным по профилю *e-f*; рис. 42 а, б) в зоне, прилегающей к внешнему контакту Дунитового блока массива Падос-Тундра. Одна из серии этих проб, PDS-409 (табл. 38, 39), особенно близка ВКФ, обнаруживая подобие наиболее магнезиальным разновидностям коматиитов пояса Барбертон, Ю. Африка, в которых расчётные содержания MgO достигают значений ~35 мас.%, и до 30,9 мас.% MgO установлено в породе зоны закалки коматиитовых потоков (Arndt, 1977; Herzberg et al., 2010). Вычисления в работе (Kulikov, 1988) приводят к выводу, что исходный расплав (в типовом проявлении района Комати) содержит ~30 мас.% MgO и ~12 мас.% FeO и отвечает составу Al-недеплетированного

коматиита, соответствуя исходной кристаллизации оливина состава  $Fo_{94}$ . Оливин того же состава установлен в верхнем контакте (зоне закалки) коматитового потока Алексо в Канаде (Arndt, 1986). Как можно видеть, подобное значение,  $Fo_{93}$ , установлено в качестве максимального вблизи контакта Дунитового блока массива Падос-Тундра (проба PDS-415; рис. 42 б, табл. 33). Следовательно, предполагаемый материнский расплав интрузива Падос-Тундра и в целом Серпентинитового пояса обладал чуть более высокой магнезиальностью, но при этом содержал несколько более высокое значение железа, что в итоге приводит к довольно схожим значениям индексов магнезиальности сравниваемых коматиитов. Стоит также заметить, что исходный расплав коматиитового типа ( $\sim 27$  мас.% MgO и 0,5 мас.%  $Cr_2O_3$ ;  $OI$  со значением  $Mg\# > 92$ ) принимается в качестве материнского для расслоенного массива Бушвельд, Ю. Африка (Eales et al., 2012; Yudovskaya et al., 2015). В качестве вероятной исходной магмы Бураковского расслоенного массива, южная Карелия, рассматривается коматиитовый базальт (14,15 мас.% MgO), родственные коматиитам Ветреного пояса палеопротерозойского возраста (Balagansky, et al 2016; Kulikov et al., 2011).

Полученные данные убедительно показывают, что хромитоносный Дунитовый блок (в составе Дунитовой зоны) формировался ранее кумулатов Ортопироксеновой зоны. Кристаллизация оливина наиболее высокофорстеритового состава ( $Fo_{93}$ ) началась с понижением температуры в зоне эндоконтакта. В целом кристаллизация шла по направлению к центральной части интрузива, что выявляется по изученной скрытой расслоенности и закономерным трендам составов оливина, ортопироксена и хромшпинелидов. Вариации составов оливина в отношении примесей Ni показывают функциональную зависимость от уровней его магнезиальности (рис. 47 а). Когерентный характер и ковариации значений  $Mg\#$  в сосуществующих зёрнах  $OI$  и  $Chr$  (рис. 47 б) указывают на кристаллизацию интрузива из единой порции коматиитовой магмы, которая происходила в



направлении от ранних кумулатов Ol + Chr в Дунитовом блоке к более поздним Ol–Orx и Orx кумулатам Ортопироксенитовой зоны.

Основные хромитоносные зоны массива Падос-Тундра локализованы в пределах удлинённого участка, простирающегося вдоль внешних контактов Дунитового блока (рис. 56). Такая позиция соответствует отнесению ЭПГ–Cr минерализации к контактному типу. Хромитовое оруденение, имеет, в целом стратиформный характер (рис. 2 а), однако рудные слои не являются сплошными, представляя собой зоны, слагаемые индивидуальными линзами, небольшими жилами и сегрегациями хромититов ( $\leq 0,5$  м мощностью). Их формирование является вероятным отражением наиболее значительного охлаждения магмы в связи с потерей тепла вдоль криволинейной границы эндоконтактов Дунитового блока (рис. 56, 57). Установленные тренды составов Ol и Chr свидетельствуют о возрастании значений индекса магнезиальности Mg# (с понижением содержаний примеси Mn в оливине) по направлению не только к северному контакту, но и северо-западной оконечности Дунитового блока (рис. 48 а-в). Таким образом, ожидаемый фронт кристаллизации продвигался в направлении от эндоконтактов к центру блока.

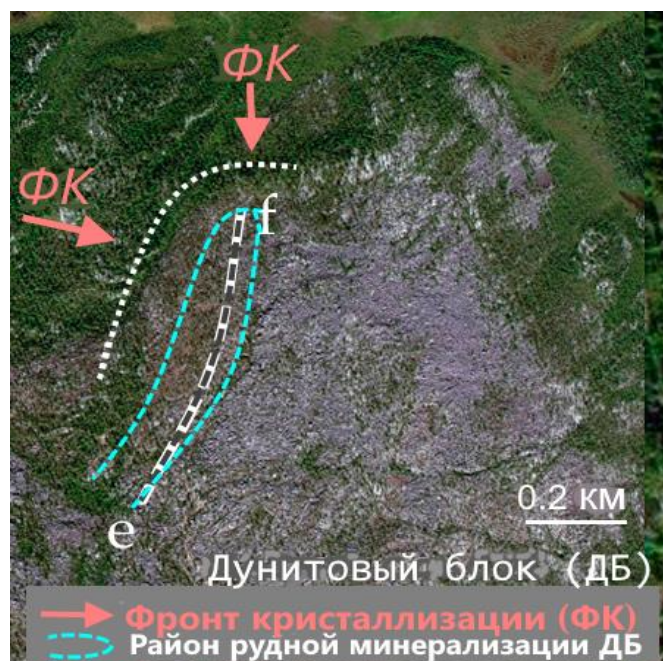




Рис. 56. Схема, показывающая вероятные направления фронта кристаллизации (ФК) при формировании Дунитового блока интрузива Падос-Тундра (использовано спутниковое изображение SAS.Planet). Показан профиль *e-f* (рис. 42 а, б), ориентированный вкрест общего простирания рудных зон ЭПГ-хромитовой минерализации Дунитового блока (ДБ).



Рис. 57. Идеализированная схема вероятной геологической структуры интрузива Падос-Тундра.

Таким образом, следует полагать, что фаза наиболее высокофорстеритового оливина ( $Mg\# 93,3$ ) кристаллизовалась первой при охлаждении расплава вблизи контакта Дунитового блока (проба PDS-415; рис. 42 б). Гипотетический фронт кристаллизации двигался вдоль криволинейной линии субпараллельно внешней границе блока (рис. 56). Текстурные особенности вполне явно указывают на то, что зёрна хромшпинелидов и их агрегаты отлагались после кристаллизации крупных объёмов зёрен вмещающего оливина. Сегрегации хромшпинелидов часто имеют морфологию жил и апофиз (рис. 43 в, г). Зёрна  $Chr$  типично занимают интерстициальное положение или формируют цепочечные агрегаты среди зёрен  $OI$  (рис. 45 а, в). Несмотря на совместимое поведение  $Cr$  в ходе

кристаллизации коматиитовых или пикритовых расплавов, Cr был несовместим по отношению к кристаллизующимся массам оливиновых зёрен Дунитового блока. Таким образом, следует ожидать прогрессирующее накопление хрома на фронте кристаллизации расплава вместе с другими компонентами (Al, Zn, H<sub>2</sub>O, и др.), также несовместимыми по отношению к оливину. Весьма вероятно, что проявилось несколько циклов эпизодического накопления хрома и отложения стратиформных зон хромшпинелидов вдоль продвигающегося фронта кристаллизации (от эндоконтактов к центру) в форме подиформных и жильных рудных тел, формирующих хромититовые горизонты (рис. 2 а). Сравнительно быстрая кристаллизация приконтактных зон интрузива могла быть связана как с интенсивным оттоком тепла у его контактов, так и незначительными глубинами становления лополита. Последнее заключение подтверждается установлением столбчатой структуры (отдельности) в форме колонны шестиугольного сечения в микротонкозернистом гарцбургите массива горы Ханлаута (рис. 42 а), находящемся на одном уровне эрозионного среза и в непосредственной близости от интрузива Падос-Тундра (рис. 2а). Необычные сфероидальные формы выделения ортопироксена и аномальные составы серпентина согласуются с интенсивным охлаждением и предполагаемыми локально метастабильными условиями кристаллизации в интрузиве Падос-Тундра (Barkov et al., 2016, 2017). Такие условия, подтверждаемые также такситовыми (рис. 45 г) и микрозернистыми текстурами (рис. 46 б, г), по всей вероятности, предотвратили эффективную аккумуляцию зёрен хромшпинелидов. В этой связи в Дунитовом блоке формировались не однородные и выдержанные по простиранию рудные горизонты, а стратиформные зоны с довольно разнородным распределением подиформных и жильных сегрегаций хромититов.



Рис. 58 (а, б). Выходы ультрамафитов массива горы Ханлаута (рис. 42 а) и обнаруженный среди них элемент столбчатой магматической отдельности гексагонального сечения в микротонкозернистом гарцбургите (рис. 58 б).

Наблюдаемый спектр несовместимых элементов включает как главные Cr и Al, так и подчинённые или малые компоненты: Zn, Mn, Ni, Co, S, и элементы группы платины иридиевой подгруппы (IPGE), которые также накапливались на фронте кристаллизации расплава. При формировании рудных зон изолированные объёмы расплава содержали повышенные уровни  $H_2O$  магматогенного происхождения, накапливаемой в хромитовых сегрегациях в ходе массовой кристаллизации оливина рудовмещающих дунитов. Таким образом, рудные сегрегации и линзы Chr – Ol – Chl (клинохлора)-содержащих пород кристаллизовались из расплава, насыщенного водосодержащим флюидом в условиях закрытой системы. Оценка температуры формирования клинохлора из  $H_2O$ -содержащего флюида составляет порядка  $880^{\circ}C$ , что соответствует пределу его термальной стабильности (Chernosky, 2008). Ранее описанное многообразие текстурных форм и ассоциаций клинохлора (рис. 45 б, г, 46 а-г) включает как формы вторичного замещения Орх, так и выделения клинохлора первичного происхождения, присутствующие в весьма необычных парагенезисах лаурит + клинохлор, вмещаемые зёрнами магнезиального хромита. Как отмечалось, эти срастания кристаллизовались из микро-объёмов  $H_2O$ -содержащего флюида, обогащённого Ru, S, и литофильными элементами (Barkov et al., 2017).

Значения уровней фугитивности кислорода ( $fO_2$ ) в расплаве и, соответственно, содержание трёхвалентного железа в кристаллизующихся фазах Chr (рис. 50 в, 51 г, а) прогрессивно увеличивались в ходе формирования интрузива Падос-Тундра, что наблюдалось в эволюции других массивов Серпентинитового пояса: Чапесвара, Ляварака и Ханлаута (97, 108, 2021). Максимальные значения  $fO_2$  достигались на завершающей стадии магматической кристаллизации хромититов, что выражается развитием диффузных фаз Chr в каймах (рис. 45 а-г, 46 а). Высоко окислительные условия привели к локальному развитию аномальных парагенезисов Chr – Ilm (97, 2020, 2021). В них наблюдается контрастный рост значений Mg# в зёрнах Ilm, превышающих значения Mg# в составах сосуществующих зёрен Chr, вследствие прогрессирующего сокращения в системе доли  $Fe^{2+}$ , окисляемого до состояния  $Fe^{3+}$ . Условия столь масштабного окисления, приводящего к дефициту  $Fe^{2+}$  в рудномагматической системе, вероятно, обуславливает формирование фаз сульфидных минералов, резко обогащённых Ni–(Co). Они представлены Co-содержащим пентландитом с высокими значениями отношения Ni/Fe, миллеритом и хизлевудитом (в массиве Ханлаута). Сульфидные срастания в дифференцированном теле ультрабазитовых субвулканитов массива Ханлаута не редко включают фазы гематита, что свидетельствует о значениях  $fO_2$  выше M–H (магнетит-гематитового) буфера. Данные сульфидные ассоциации, вероятно, формировались при субсолидусных температурах:  $<650^\circ\text{C}$ , что согласуется с экспериментальными данными. Синтетические аналоги пентландита и его Co-содержащей разновидности стабильны при  $<650^\circ\text{C}$ ; верхний предел стабильности хизлевудита распространяется до  $556^\circ\text{C}$  (Craig et al., 1974), тогда как инверсия фаз  $\beta$ – $\alpha$  NiS (i.e. эквивалент миллерита) в системе Ni–S осуществляется при  $379^\circ\text{C}$  (Kullerud et al., 1962). Высокотемпературная форма пентландита стабильна до  $865^\circ\text{C}$ , однако, маловероятна в обсуждаемых парагенезисах, поскольку имеет ограниченную область стабильности и трансформируется в «нормальный» пентландит с понижением температуры (Sugaki et al., 1998).

Каймы зональных зёрен хромшпинелидов в хромититах обладают относительно повышенными содержаниями примесей Ni и Mn. В противоположность этим элементам, Zn избирательно распределяется в область ядерных зон (рис. 47 в, г, 49 а). Подобная геохимическая дифференциация Zn от Mn наблюдается в комплексе Чапесвара 109 Эта зональность может отражать значительное накопление Zn в изолированных порциях расплава, обогащённого Cr и Al, из которого формировались сегрегации хромититов. Цинк является более «несовместимым» по отношению к марганцу, поскольку существенно не входит в составы оливина и ортопироксена, содержащих десятки доли процента MnO. В ходе кристаллизации ядер хромшпинелидов содержание цинка в расплаве последовательно снижалось. Общая степень окисления, достигнутая на поздних стадиях в ходе становления интрузива Падос-Тундра, вероятно, соответствовала уровню в массивах комплекса Чапесвара (рис. 51 а, б). Судя по опубликованным составам, значения  $fO_2$  при формировании интрузива Падос-Тундра (и его субвулкано-плутонической ассоциации) заметно превышали соответствующие уровни при кристаллизации ультрабазитов массивов Мончеплутон (Barkov et al., 2020; Chashchin et al., 1999), Бураковский (Lavrov et al., 1987), Россия, и Кеми, Финляндия 84

Высоко окислительные условия рудогенеза, существовавшие в Дунитовом блоке интрузива Падос-Тундра, способствовали формированию нетрадиционных фаз сульфоселенидов Ru ( $S/Se \leq 6$ ) (Barkov et al., 2017). Можно предполагать, что в других массивах Серпентинитового пояса также вероятны зоны нетрадиционной ЭПГ-содержащей минерализации.

### **Основные выводы и заключения диссертационной работы**

Расслоенный массив Падос-Тундра и сопровождающие его субвулканические тела ортопироксенит-гарцбургит-дунитовых ассоциаций располагаются у контакта двух крупных мегаструктурных элементов Фенноскандинавского щита: Лапландского гранулитового террейна (пояса) палеопротерозойского возраста и Беломорского составного террейна архейского возраста. Внедрение интрузива и ассоциированных с ним ультрабазитовых силлов и потоков (Чапесвара, Лотмвара, Ханлаута и др.), связано с формированием пояса Танаэльв, который подстилает образования

Лапландского гранулитового террейна, формирующего часть палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена.

Интрузив Падос-Тундра относится к трансрегиональной мегаструктуре коматиитового магматизма Серпентинитовый пояс–пояс Тулппио (Финляндия), которая сформирована крупномасштабным плюмом высокомагнезиального коматиитового расплава. Массив Падос-Тундра и крупные тела в непосредственной ассоциации с ним (Малый Падос, Чапесвара, Лотмвара, Ханлаута) вероятно отвечают центральной части этого плюма. Исходный состав родоначальной магмы пояса оценивается по приконтактной породе (Верхней контактной фации, ВКФ) силла Чапесвара-II, в составе которой отмечается: 37,04 мас.% MgO, 14,88 мас.% FeO<sub>общ.</sub>, соответствуя молярному отношению MgO/SiO<sub>2</sub> = 1,8 и значению Mg# 81,3. Примерная оценка магмы интрузива Падос-Тундра отражается составом тонкозернистого дунита вблизи внешнего контакта Дунитового блока, который имеет сходные характеристики: 32,42% MgO, 12,92% FeO<sub>общ.</sub>, MgO/SiO<sub>2</sub> = 2,1, Mg# 81,5, и состав оливина Fo<sub>91</sub>.

Максимальные значения Mg# в зёрнах Ol и Chr последовательно понижаются от значений 93,3 и 57,0 в Дунитовом блоке массива Падос-Тундра к значениям Mg#<sub>макс.</sub> 91,7 и 42,5 в силлах Чапесвара, и 87,9, 31,9, соответственно, в дифференцированном потоке массива Ханлаута, которые относятся к единой субвулкано-плутонической ассоциации. Интрузив Падос-Тундра по всей видимости соответствует поступлению наиболее крупного объёма примитивного расплава центральной части плюма. Его центральное положение согласуется со следующими наблюдениями: 1) весьма высокомагнезиальными составами комагматичной серии ортопироксенит-гарцбургит-дунитовых пород. 2) Высокими максимальными значениями Mg# оливина (93,3) и хромшпинелидов (57,0) в Дунитовом блоке. 3) Значительным развитием хромит-IPGE-содержащих зон в этом блоке. 4) Высокими значениями Cr# в составах хромшпинелидов.

Таким образом, дунит-гарцбургит-ортопироксенитовые комагматичные серии и зоны стратиформной хромитовой минерализации формировались в

ходе гипабиссальной кристаллизации лополитоподобного интрузива Падос-Тундра из Al-недеплезированной коматиитовой магмы весьма высокомагнезиального состава. Эта магма сопоставима с наиболее высокомагнезиальными расплавами коматиитов Барбертонского пояса в Южной Африке. Как отмечалось, лополитовидный интрузив Падос-Тундра кристаллизовался из единой порции коматиитовой магмы в направлении от ранних Ol + Chr кумулатов в стратиформных хромититовых зонах Дунитового блока вблизи контактов массива по направлению к Ol–Orx и Orx кумулатам в центральной части Ортопироксенитовой зоны.

Гипабиссальные условия становления лополита Падос-Тундра подтверждаются такситовыми и микрозернистыми текстурами ультрамафитов и хромититов Дунитового блока, а также развитием столбчатой отдельности шестиугольного сечения в микротонкозернистом гарцбургите массива горы Ханлаута, находящемся на одном уровне эрозионного среза и в непосредственной близости от интрузива Падос-Тундра. Необычные сфероидальные формы выделений ортопироксена и аномальные составы серпентина согласуются с интенсивным охлаждением и предполагаемыми локально метастабильными условиями кристаллизации в интрузиве.

Ультрамафитовые породы массива Падос-Тундра обладают высокой магнезиальностью. Среднее значение индекса магнезиальности  $100Mg\#$  пород интрузива составляет 87,6, что близко средним значениям  $100Mg\#$  86,7 в дифференцированном силле Чапесвара-II и 86,1 в коматиитовом потоке массива горы Ханлаута, который тесно ассоциирует с массивом Падос-Тундра. Высокомагнезиальные составы дифференциатов сопровождаются повышенными содержаниями в них Cr (до 26,72 мас.%  $Cr_2O_3$  в хромитоносных зонах Дунитового блока). Высокохромистые составы значительно обогащены Al вследствие широкого развития клинохлора и обогащения составов хромшпинелидов шпинелевым ( $MgAl_2O_4$ ) компонентом. Положительная корреляция в паре Ni–Mg является отражением нахождения Ni в качестве примеси оливина, обогащённого Fo компонентом. Породы массива Падос-



Тундра характерно бедны Са и Al, что отражается отсутствием в них плагиоклаза и клинопироксена. В ходе кристаллизации раннемагматического парагенезиса (Ol и Орх), Са и Al накапливались в водосодержащей среде, обуславливая широко проявленную кристаллизацию тремолита (в ассоциации с антофиллитом) в результате автометасоматического замещения зёрен Орх.

Полученные геохимические данные свидетельствуют, что комагматичные серии ультраосновных пород расслоенного интрузива Падос-Тундра показывают, в целом, заметно более примитивный характер, чем образования родственных массивов Чапесвара и Ханлаута, относящиеся к единой малоглубинной субвулкано-плутонической ассоциации. Значения  $Mg\#_{\text{макс}}$  в породах массива Падос-Тундра несколько выше, а величины индекса  $(Gd/Yb)_N$  сравнительно ниже, показывая относительное деплетирование всеми несовместимыми элементами. Спектры РЗЭ, нормализованные по хондриту, также демонстрируют в целом заметно более примитивный характер пород ультрамафитовых серий интрузива Падос-Тундра. Вместе с тем, отмечается значительное подобие формы спектров и других геохимических характеристик массивов Серпентинитового пояса, включая породу Верхней контактной фации силла Чапесвара.

Вариации составов оливина в отношении его магнезиальности и содержания примесей Ni, а также когерентный характер ковариаций значений  $Mg\#$  в сосуществующих зёрнах Ol и Chr указывают на кристаллизацию интрузива из единой порции коматиитовой магмы, которая происходила в направлении от ранних кумулатов Ol + Chr в Дунитовом блоке к более поздним Ol–Орх и Орх кумулатам Ортопироксенитовой зоны. Хромитоносный Дунитовый блок (в составе Дунитовой зоны) формировался ранее кумулатов Ортопироксенитовой зоны. В целом кристаллизация лополита шла по направлению к центральной части интрузива, что выявляется по изученной скрытой расслоенности и закономерным трендам составов оливина, ортопироксена и хромшпинелидов.

Основное хромитовое оруденение Дунитового блока имеет, в целом, стратиформный характер, однако рудные слои не являются сплошными,

представляя собой зоны, слагаемые индивидуальными линзами, небольшими жилами и сегрегациями хромититов. Гипотетический фронт кристаллизации двигался вдоль криволинейной линии субпараллельно внешней границе Дунитового блока. Текстурные особенности указывают, что зёрна хромшпинелидов и их агрегаты отлагались после кристаллизации крупных объёмов зёрен вмещающего оливина. Несмотря на совместимое поведение Cr в ходе кристаллизации коматиитовых или пикритовых расплавов, Cr был несовместим по отношению к кристаллизующимся массам оливиновых зёрен Дунитового блока. Таким образом, происходило накопление хрома на фронте кристаллизации расплава вместе с другими компонентами (Al, Zn, H<sub>2</sub>O, и др.), также несовместимыми по отношению к оливину. Несколько циклов эпизодического накопления хрома и отложения стратиформных зон хромшпинелидов связаны с продвижением фронта кристаллизации от эндоконтакта к центру Дунитового блока.

Значения уровней фугитивности кислорода ( $fO_2$ ) в расплаве и, соответственно, содержание трёхвалентного железа в кристаллизующихся фазах Chr прогрессивно увеличивались в ходе формирования интрузива Падос-Тундра, что наблюдалось в эволюции других массивов Серпентинитового пояса: Чапесвара, Ляварака и Ханлаута. Максимальные значения  $fO_2$  достигались на завершающей стадии магматической кристаллизации хромититов, что выражается развитием диффузных фаз Chr в каймах. Высоко окислительные условия привели к локальному развитию аномальных парагенезисов Chr – Ilm. В них наблюдается контрастный рост значений Mg# в зёрнах Ilm, превышающих значения Mg# в составах сосуществующих зёрен Chr, вследствие прогрессирующего сокращения в системе доли Fe<sup>2+</sup>, окисляемого до состояния Fe<sup>3+</sup>. Условия столь масштабного окисления, приводящего к дефициту Fe<sup>2+</sup> в рудномагматической системе, вероятно, обуславливают формирование фаз сульфидных минералов, резко обогащённых Ni–(Co). Они представлены Co-содержащим пентландитом с высокими значениями отношения Ni/Fe, миллеритом и хизлевудитом (в массиве

Ханлаута). Сульфидные сростания в дифференцированном теле ультрабазитовых субвулканитов массива Ханлаута не редко включают фазы гематита, что свидетельствует о значениях  $fO_2$  выше М–Н (магнетит-гематитового) буфера. Данные сульфидные ассоциации, вероятно, формировались при субсолидусных температурах:  $<650^\circ\text{C}$ , что согласуется с экспериментальными данными.

Каймы зональных зёрен хромшпинелидов в хромититах обладают относительно повышенными содержаниями примесей Ni и Mn. В противоположность этим элементам, Zn избирательно распределяется в область ядерных зон. Подобная геохимическая дифференциация Zn от Mn наблюдается в комплексе Чапесвара. Такое поведение может отражать значительное накопление Zn в изолированных порциях расплава, обогащённого Cr и Al, из которого формировались сегрегации хромититов. Цинк является более «несовместимым» по отношению к марганцу, поскольку существенно не входит в составы оливина и ортопироксена, содержащих десятые доли процента MnO. В ходе кристаллизации ядер хромшпинелидов содержание цинка в расплаве последовательно снижалось. Общая степень окисления, достигнутая на поздних стадиях в ходе становления интрузива Падос-Тундра, соответствовала уровню в массивах комплекса силлов Чапесвара. Высоко окислительные условия рудогенеза, существовавшие в Дунитовом блоке интрузива Падос-Тундра, способствовали формированию нетрадиционных фаз сульфоселенидов Ru ( $S/Se \leq 6$ ).

Три парагенетические ассоциации хромшпинелидов выявлены в ультрамафитовых кумулатах массива Падос-Тундра. Первая ассоциация представлена зональными зёрнами хромита в стратиформных хромититах в Дунитовом блоке. Ядерные зоны этой генерации хромшпинелидов характеризуются весьма высокими и максимальными в масштабе массива значениями  $mg\#$ :  $\sim 0.5 - 0.6$  (магнезиохромит). Вторая ассоциация проявляется в двух текстурных формах: рудные зоны «неправильной» морфологии и отдельные сегрегации хромититов Дунитового блока. Третья ассоциация

представлена зёрнами хромита в переслаивающихся ультрамафитовых кумулатах, находящихся вне Дунитового блока и представляющих собой рассеянную вкрапленность акцессорных фаз в объёме Ортопироксенитовой зоны. Наблюдаемый тренд скрытой расслоенности, установленный для зёрен данной генерации акцессорного хромита, практически параллелен и конформен тренду вариаций значений  $Mg\#$  в составах ортопироксена. Установлена тенденция возрастания значений  $Mg\#$  в составах акцессорного хромита по направлению к Дунитовому блоку с резко ступенчатым возрастанием значений индекса  $Mg\#$ . Вариации в составах хромшпинелидов подтверждают сделанный вывод о том, что более примитивные кумулаты обнажаются вблизи внешнего контакта интрузивного тела, в то время как относительно эволюционированные породы комагматичной серии располагаются в центральной части массива. Все три установленные ассоциации хромита в массиве Падос-Тундра следуют своим собственным (индивидуальным) эволюционным трендам кристаллизации в рамках  $Mg\# - Fe^{3+}\#$ . Однако эти тренды, фактически, взаимно параллельны. Таким образом, они хорошо согласуются друг с другом и выказывают существенно единый характер эволюционных изменений в системе.

Платинометалльная минерализация в хромититах Дунитового блока, обнаруживает нетрадиционные и контрастные характеристики, не отмеченные в других ультрамафитовых массивах. Лаурит-клинохлоровые микросрастания кристаллизовались из микропорций  $H_2O$ -содержащего флюида мультикомпонентного состава на довольно поздней стадии минералообразования вследствие локального накопления уровней избыточных и несовместимых элементов: Si, Ru и другие ЭПГ, S,  $H_2O$  в процессе кристаллизации вмещающего хромита. Эти столь контрастные компоненты совместно аккумуляровались в микрообъёмах водосодержащего флюида. Рутений и другие ЭПГ, совместно с S, избирательно распределялись во флюидную фазу. Присутствие  $H_2O$  в системе могло обусловить задержку в кристаллизации наблюдаемой двухфазной ассоциации лаурит + клинохлор, которые формировались на поздних стадиях рудогенеза после вмещающего

хромита. Фрамбоидальные наносферулы рутения не имеют аналогов в других ультрамафитах. Они, вероятно, осаждались из восстановленного флюида, в котором лаурит реагировал с водородом, выделившимся в процессе серпентинизации оливина (или диссоциации воды при везикуляции магмы в ходе гипабиссальной кристаллизации), в соответствии с предлагаемой реакцией:  $\text{RuS}_2 + 2\text{H}_2 \rightarrow \text{Ru} + 2\text{H}_2\text{S}$ .

В хромититах Дунитового блока существовала весьма дефицитная в отношении S и сульфидов среда рудообразования. Уровни  $f\text{S}_2$  были, по всей вероятности, ниже буфера Os–OsS<sub>2</sub>, чем обусловлено характерное сосуществование низко-Os разновидности лаурита с Os-доминантным сплавом.

Обнаруженные впервые в массиве Падос-Тундра соединения сульфоселенид-селенидных фаз рутения, имеющих значения атомного отношения  $\text{S/Se} \leq 6$ , не известны в других массивах в планетарном масштабе. Эти фазы в достаточной степени аномальны, так как предполагают аномальные, чрезвычайно низкие значения отношения  $\text{S/Se}$  в минералоформирующей среде. Формирование установленных проявлений фаз IPGE диселенид-дисульфоселенидных составов, по всей вероятности, обусловлено процессом масштабного удаления из системы серы, что привело к критическому понижению отношения  $\text{S/Se}$  в позднем H<sub>2</sub>O-содержащем флюиде. Сера действительно более мобильна, чем Se, в гидротермальных флюидах, и предпочтительно распределяется в водосодержащую флюидную фазу. Существует значительная вероятность того, что обнаруженные IPGE-Se-содержащие соединения могут представлять собой фазы метастабильной кристаллизации, что объясняет их уникальные составы. Можно предполагать, что в других массивах Серпентинитового пояса также вероятны зоны нетрадиционной ЭПГ-содержащей минерализации.

Предполагаемое наличие переохлаждённого расплава и сопутствующих ему явлений метастабильной кристаллизации, проявившихся в локальном объёме расплава в восточной части массива и в Дунитовом блоке, обусловили развитие сфероидов и эллипсоидов ойкокристаллов ортопироксена. Сфероидальная

форма выделений пироксена в условиях переохлаждения является вполне закономерной характеристикой, предназначенной максимально способствовать понижению степени потери тепла в условиях переохлаждения расплава.

В Дунитовом блоке массива Падос-Тундра установлены проявления Cr–Al-содержащего серпентина с аномально высокими для данного минерального вида содержаниями Cr<sup>3+</sup> и Al<sup>3+</sup>. Как показано, температура кристаллизации этой фазы, отнесенной к антигориту, могла достигать 650°C и тем самым существенно превышать верхний предел (около 600°C), установленный для «нормального» серпентина. Предлагается следующая схема изоморфного замещения, которая отвечает за вхождение Cr и Al в структуру аномальной фазы антигорита:  $[2 ([{}^6\text{Al} + \text{Cr})^{3+} + \square \leftrightarrow 3 \text{Mg}(\text{Fe}^{2+})]$ . Данный механизм ассоциирует с обменом в тетраэдрических позициях  $[{}^4\text{Al} \leftrightarrow \text{Si}]$ , имеющим, однако, второстепенное значение.

Выявлен и обоснован новый механизм формирования сфероидально выветрелых поверхностей в ультрамафитах на примере массивов Падос-Тундра и Мончеплутон. Эти формы протрузивного выветривания по своему генезису существенно отличаются от «нормальных» проявлений сфероидального выветривания. В массиве Падос-Тундра сфероиды (в матрице свежего оливина) сложены водосодержащими силикатами: тальком и тремолитом, которые имеют автометасоматическое происхождение, развиваясь псевдоморфно за счёт замещения первичных ойкокристаллов ортопироксена. В массиве Мончеплутон сфероидально выветрелые поверхности включают свежие сфероиды ортопироксена; эти породы охарактеризованы в целях сопоставительного изучения. Текстурными взаимоотношениями и составами ассоциирующих минералов обосновывается следующий порядок кристаллизации сфероидального гарцбургита в массиве Мончеплутон: 1) кристаллы оливина: ОI (*M*: матрица) → 2) зёрна хромита (Chr), интерстициальные по отношению к ОI (*M*); субгедральные зёрна Chr, вмещаемые ортопироксеном: Орх (*S*: сфероиды) → 3) ойкокристаллы Орх (*S*), кристаллизующиеся из более эволюционированного (фракционированного) расплава; интеркумулусный

клинопироксен → 4) зональный Chr (*M*); фторапатит (*S*), формирующиеся из капель захваченного расплава → (5) микрозёрна никелевых сульфидов, отлагающиеся в межзерновом пространстве у границ зёрен хромита (*S*); микровключения альбита (в Chr), сформированные при температуре <400°C из захваченных микрокапель выкокоэволюционированного расплава или остаточного расплава, обогащённого Na и Si, которые являются несовместимыми элементами по отношению к хромиту.

Последовательность кристаллизации, прослеживаемая в дунитовых образцах сфероидального выветривания массива Падос-Тундра, в целом, хорошо согласуется с указанной выше схемой: 1) кристаллы Ol (*M*: матрица) → 2) зёрна хромита [ассоциирующего с Ol (*M*) и вмещаемые вторично изменёнными ойкокристаллами Орх (*S*)] → 3) ойкокристаллы Орх (*S*), кристаллизующиеся из фракционированного расплава. 4) Наконец, в результате накопления H<sub>2</sub>O и магматических летучих компонентов, первичные ойкокристаллы Орх были всецело замещены тальком и тремолитом в процессе автометасоматоза.

Определены особые характеристики, являющиеся ключевыми в понимании механизма формирования сфероидальных форм выветривания в массивах Падос-Тундра и Мончеплутон: 1) присутствие крупных ойкокристаллов ортопироксена, которые являются компонентом магматической текстуры; 2) различия в степени подверженности химическому выветриванию оливина и ортопироксена (с псевдоморфным замещением тальком и тремолитом). Установлено, что процессы химического выветривания, а не физического, оказали основное воздействие при формировании сфероидально выветрелой поверхности ультрамафитов. Шарообразная форма протрузивных (выступающих) сфероидов может представлять собой дополнительный фактор их большей устойчивости по отношению к выветриванию, определяя более значительную стабильность в супергенной среде. Подобные поверхности выветривания могут быть ожидаемы в других ультрамафитовых массивах, в особенности в ультрамафитовых зонах расслоенных интрузий.

Выявлено, что исследованные тела ультрамафитовых пород г. Карека-Тундра Серпентинитового пояса представляют собой тектонически дезинтегрированные и перемещённые блоки и фрагменты ранее существовавших интрузивных тел. Процессами регионального динамометаморфизма они были совмещены со вмещающими породами палеопротерозойской свиты Карека. Несмотря на интенсивно проявленные деформации и рассланцевание, реликты первичных магматических фаз (оливин, хромит, магнезиальный ильменит и сульфиды) сохраняются в этих породах, соответствующих по химическому составу гарцбургиту и оливиновому ортопироксениту. Как показывает проведённое сопоставление, ультраосновные дифференциаты г. Карека-Тундра заметно менее магнезиальны и более эволюционированы, чем ультрамафитовые кумулаты массива Падос-Тундра. Они могли формироваться из порций более фракционированного расплава на периферийном удалении от предполагаемого центра крупномасштабного коматитового плюма.

Типоморфная минеральная ассоциация, характерная ультрамафитовым массивам Серпентинитового пояса, включает такие акцессории, как магнезиальный ильменит, Со-содержащий пентландит, в сростаниях или с развитием по нему прожилков гематита, относительное обогащение цинком ядерных зон, также как положительные вариации Zn и значений индекса Mg# в составах акцессорных хромшпинелидов. Значения фугитивности кислорода в кристаллизующемся расплаве (и, соответственно, содержание Fe<sup>3+</sup> в хромшпинелидах) прогрессивно увеличивалось в ходе формирования интрузива Падос-Тундра и других массивов Серпентинитового пояса.

Чрезвычайно высокомагнезиальная парагенетическая ассоциация Fo<sub>96</sub> + авгит + магнезиохромит установлена в Сопчеозёрском хромитовом месторождении массива Мончеплутон. Она включает фазу состава Fo<sub>96</sub>, 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, формируя закономерные тренды с ковариациями значений  $Mg\#$  и их положительной корреляцией с примесью  $Ni$  в составах оливина. Однородность, отсутствие зональности и сопоставимая гипермагнезиальность сосуществующего магнезиохромита указывают на весьма малую вероятность того, что чрезвычайное обогащение оливина магнием могло произойти вследствие его реакции со столь же высокомагнезиальным хромшпинелидом. Повышенные уровни  $fO_2$  и относительный дефицит  $Fe^{2+}$  в системе, вероятно, обусловили аномально высокую степень магнезиальности парагенезиса  $FeO_{96}$  + авгит ( $Mg\#$  94) + магнезиохромит в Сопчеозёрском месторождении. 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 интрузивах и других хромитонесных ультрамафитовых массивах.

### Список литературы

1. Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и пояс Танаэла / В кн.: Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005 а. С. 127-175.
2. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник КНЦ РАН, 2016, № 3(26), с. 5-11.
3. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник КНЦ РАН, 2016, № 3(26), с. 5-11.

4. Барков, А.Ю., Леднев, А.И., Трофимов, Н.Н., Лавров, М.М. Минералы серии лаурит-эрлихманит из хромитовых горизонтов расслоенных интрузий Карело-Кольского региона // ДАН СССР. 1991. Т. 319А. С. 193-196.
5. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозёрский гипербазитовый пояс) / Проблемы магматизма Балтийского щита. – Л.: Наука, 1971. С. 147-153.
6. Горбачев Н.С., Бругманн Г.Е., Налдретт А.Д. и др. Окислительно-восстановительные условия и распределение платиновых металлов в сульфидно-силикатных магматических системах // ДАН. 1993. Т. 331. № 2. С. 220-223.
7. Гроховская Т.Л., Бакаев Г. Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом массиве (Кольский полуостров, Россия) // Геол. Рудн. Месторожд. 2003. Т.45. № 4. С. 239-352.
8. Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Ключинин С.Ф. и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Сев. Карелия) // Геол. Рудн. Месторожд. 1992. Т. 34. № 2. С. 32 - 50.
9. Гроховская Т.П., Ключинин С.Ф. Процессы концентрирования платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара (Сев.Карелия) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., Наука, 1994. С. 126 - 143.
10. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометальные месторождения мира. Т.1 - Кн.1: Платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных массивах. - М.: АО Теоинформмарк", 1994. - 279 с.
11. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А, Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. - 134 с.

12. Докучаева В.С. Геология и оруденение массиваг. Ляварака // Геология рудных месторождений Кольского полуострова. – Апатиты, 1981. С. 34-45.
13. Докучаева, В.С., Жангуров, А.А., Федотов, Ж.А. Имандровский лополит – новый крупный интрузив на Кольском полуострове // ДАН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1231-1234.
14. Докучаева, В.С., Жангуров, А.А., Федотов, Ж.А. Хромитоносный норит-габбро-норитовый массив Имандра-Варзугской структурной зоны // Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КолФАН СССР, 1980. С. 36–51.
15. Дюков С.А. Отчёт о поисково-съёмочных работах на слюду, проведенных в западной части Кольского района Мурманской области в 1949 г. 1950г, №205.
16. Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980.
17. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Происхождение ультраосновных пород в дифференцированных габброидных интрузивах Монголии. / Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1990. С. 8499.
18. Изох А.Э., Поляков Г.В., Пругов В.П., Баярбилэг Л. Петрохимия и рудоносность Номгонского троктолит-анортозит-габбрового массива. // Петрохимия рудоносных габброидных формаций. Новосибирск: Наука, 1990. с. 43-65.
19. Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу, г. Новосибирск, 19-23 сентября 2011 г., г. Новосибирск, изд-во СО РАН, 2011, с. 126.
20. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный комплекс. / Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. - 265 с.

21. Козлов М.Т., Латышев Л.Н., Докучаева В.С. и др. Новый тип хромитового оруденения в кварцевых габброноритах Мончегорского рудного района / Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, 1975. С. 108-125.
22. Колонин Г.Р., Перегоедова А.В., Синякова Е.Ф. Физико-химическая модель фракционирования Pt, Ir и легких ЭПГ при кристаллизации сульфидных расплавов // Тез. Докл. Межд. Симп., посвященного 100-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» Москва, 1997. С. 270-271.
23. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые массивы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). / Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
24. Коптев-Дворников В.С., Ярошевский А.А., Френкель М.Я. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава // Геохимия. 1979. № 4. С. 488-508.
25. Королук 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.
26. Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиды раннего докембрия Балтийского щита / ред. О.А. Богатиков, Л., Наука, 1988, с. 20-88.
27. Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. Ветреный пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя юго-восточной Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24–26 мая 2011 г., Петрозаводск, изд-во Института геологии КарНЦ РАН, 2011, с. 91-103.

28. Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2015, т. 56(10), с. 18131824.
29. Лавров М.М. Бураковский перидотит-габбро-норитовый комплекс. // в кн. «Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита», отв. ред. К.О. Кратц, Л., Наука. 1983. С. 98-107.
30. Лавров М.М., Реженева С.А., Трофимов Н.Н. Состав хромшпинелидов Бураковской расслоенной интрузии // в кн. «Материалы по металлогении Карелии», Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, Институт геологии. 1987. С. 138-151.
31. Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Стратиформное хромитовое оруденение в расслоенной интрузии докембрия Карелии. // ДАН СССР. 1986. Т. 289. № 2. С. 449-451.
32. 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.
33. Лазаренков В.Г., Балмасова Е.А., Глазов А.И., Оницина Н.М. Рудный хромит Главного хромитового горизонта Бураковско-Аганозерского расслоенного массива // Мин. Журн. 1992. Т. 14. № 4. С. 66-73.
34. Лапин В.В., Овсянникова Н.И., Гришина Н.В. Эксперименты по хромитообразованию в системе  $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$  с добавками окислов алюминия и железа // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 127-145.
35. Лапин В.В., Соловова И.П. Новые экспериментальные данные по проблеме генезиса хромита // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 146-170.
36. 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.

37. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. - 143 с.
38. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука. 1999. 198 с.
39. Макеев А.Б., Макеев Б.А. Цинковые хромшпинелиды Среднего Тимана и Приполярного Урала // 2005 Доклады РАН, т. 404, № 2, с. 235-240
40. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове // Отечественная геология, 2005, №6, с. 52-60.
41. Маракушев А.А. Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т.Н. Кн.1. - М.: Геоинформмарк. 1995. С. 49-63.
42. Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // ДАН СССР. 1981. Т. 258. № 1. С. 183-186.
43. Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю., Колотилина Т.Б., Вишневский А.В., Бенедюк Ю.П. Платинометаллическая минерализация дунит-верлитовых комплексов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геол. Рудн. Месторожд. 2013. Т. 55. № 3. С. 189-202.
44. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геол. Геоф. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043-1057.
45. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика, № 5, 2016 год.

46. Мурашов Д.Ф. Ультрабазитовые интрузии Серпентинитового пояса (Подас-Тундра и др.). «Геология СССР», Мурманская область. Геологическое описание, т. 27, №1. // Госгеолтехиздат, Москва. 1958. С. 318-321.
47. Нерадовский Ю.Н., Савченко Е.Э. Платиновые минералы в хромитовых рудах Сопчеозерского месторождения (Кольский п-в) // Записки РМО. 2008. Ч. СXXXVII. №2. С.75-79.
48. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия. 2014. № 7. С. 605-624.
49. Никифоров А.А., Апатит как монитор фракционирования магмы и формирования зоны Cu-Ni-Pd-Pt минерализации в расслоенной интрузии Кивакка, сев. Карелия // Новое в познании процессов рудообразования Сборник материалов Седьмой Российской молодёжной научно-практической школы. Москва 2017. С. 227
50. Никифоров А.А., Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в массиве Падос-Тундра, Кольский по-в. Падос-Тундра, Кольский по-в. // «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.
51. Никифоров А.А., Нетрадиционная ассоциация минералов ЭПГ в массиве Падос-Тундра, Кольский по-в // Новое в познании процессов рудообразования Сборник материалов Седьмой Российской молодёжной научно-практической школы. Москва 2017. С.230
52. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с



- индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085-1091.
53. Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с  $\text{LiVO}_2$  // Аналитика и контроль, 2012, т. 16., № 2, с. 134-142.
54. Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Канакин С.В., Бадмацзыренова Р.А., Хромова Е.А. Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 589-605.
55. Падос-Тундра, Кольский по-в. // «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.
56. 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.
57. Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В. Минералого-геохимические особенности Тартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геол. Рудн. Месторожд. 2015. Т. 57. № 3. С. 195-220.
58. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические массивы Восточно-Сибирской металлогенической провинции // Геол. Геоф. 2013. Т. 54. № 11. С. 1319-1331.
59. 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//Геол. и геофиз. 2013. Т. 54. № 11. С. 1689-1704.
60. Пушкарев Е. В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива кондер (алданский щит) // Геология рудных месторождений, 2015, том 57, № 5, С. 394–423
61. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007, № 3, С. 28-65
62. Рундквист Т. В., Реженева С А. Шпинель в перидотитах участка Фалалей (Кольский полуостров) // Зап. Росс. Минерал. Общ. 1982. Ч. 111. № 5. С. 566-570.
63. 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, приуроченного к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР. 3-5 окт. 2017 г. Новосибирск, С, 213-214.
64. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11-21.
65. Синякова Е.Ф. Процессы минералообразования в системе Fe-Ni-S с примесями платиновых металлов: по экспериментальным данным: автореферат дис. ... доктора геолого-минералогических наук: 25.00.09, Ин-т геологии и минералогии СО РАН. - Новосибирск, 2007. - 33 с.
66. Синякова Е.Ф., Колонин Г.Р. Физико-химическая модель поведения примесей ЭПГ при кристаллизации Fe-Ni сульфидных расплавов /

- Материалы IV Уральского металлогенического совещ «Рудные месторождения вопросы происхождения и эволюции». Миасс УрОРАН, 2005. С. 140-144.
67. Синякова Е.Ф., Федорова Ж.Н., Павлюченко В.С. Физико-химические условия образования платиновых фаз в системе Fe-Ni-S. Геол. и геоф. 1996. Т. 37. №5. С. 39-49.
68. Скрипниченко В.А., Макеев А.Б. Хромшпинелиды гипербазитов Ветреного пояса // Геология и полезные ископаемые Архангельской области. Москва, 1986, с. 104-120
69. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита / СПб., Наука, 1992, 272 с.
70. Толстых Н.Д. Необычные соединения иридия, осмия и рутения с селеном, теллуrom и мышьяком из россыпей реки Золотой (Западной Саян) / Н. Д. Толстых, А. П. Кривенко, Л. Н. Поспелова // Зап. Росс. Минерал. Общ. 1997. № 6. С. 23-34.
71. Толстых Н.Д. Новые разновидности соболевскита PdBi, содержащие Sb и Te / Н. Д. Толстых, А. П. Кривенко, Н. А. Пальчик, А. Э. Изох // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 5. С. 669-672.
72. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск. «Параллель». 2008. 194 с.
73. Трофимов Н.Н., Лавров М.М., Логинов В.Н., Никитин А.Н., Инина И.С. Латеральная и вертикальная изменчивость состава хромшпинелидов Бураковской расслоенной интрузии // в кн. Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Институт Геологии Карельского НЦ РАН. Петрозаводск, 1994. С. 41-52.
74. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и его южного обрамления (Кольский полуостров,

- Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геол. Рудн. Месторожд. 2016. Т. 58. № 1. С. 1-23.
75. Чашин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геол. Рудн. Месторожд. 1999. Т. 41. № 6. С. 507-515.
76. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж, Изд-во Воронеж, ун-та, 2004. 448 с.
77. 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) // Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О.Кратца г. Апатиты, 24-28 ноября 2008 г.
78. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. / М.: Наука. 1980. 184 с.
79. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / Ред. О.А. Богатилов. М., Науч. мир, 2006, 367 с.
80. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni оруденения в раннепалеозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 55. № 3. С. 171–194.
81. Akizawa N., Arai S. Petrology of mantle diopside from Wadi Fizh, northern Oman ophiolite: Cr and REE mobility by hydrothermal solution. // Island Arc. 2014. V. 23. P. 312-323.
82. Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland – its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis of the distribution of chromium. // Bull. Geol. Soc. Finland. 1982. V. 319, P. 1-116.

83. 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.
84. 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 10-th Platinum Symposium, Oulu, Finland, 2005. Geological Survey of Finland. Guide 51a. Chapter 2. P. 13-32.
85. Alapieti T.T., Kujanpää J., Lahtinen J.J., Papunen, H. The Kemi stratiform chromitite deposit, northern Finland. // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 1057-1077.
86. Andreani M., Grauby O., Baronnet A., Muñoz M. Occurrence, composition and growth of polyhedral serpentine. // *Eur. J. Mineral.* 2008. V. 20. P. 159-171.
87. Andrews D.R.A., Brenan J.M. Phase-equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite and Os-Ir alloy. // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. P. 1705-1716.
88. Arndt N. Komatiites, kimberlites, and boninites. *J. Geophys. Res.* 2003 in *Solid Earth* volume 108, issue B6; doi.org/10.1029/2002jb002157
89. Arndt N.T. Differentiation of komatiite flows // *J. Petrol.*, 1986, v. 27(2), p. 279-301.
90. Arndt N.T. Thick, layered peridotite–gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.* 1977, 14, 2620-2637; doi.org/10.1139/e77-227
91. 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.
92. Atkins F.B. Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa // *J. Petrol.*, 1969, v. 10, p. 222-249.
93. 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.

94. Barkov A.Y., Fleet M.E., Martin R.F., Alapieti T.T. Zoned sulfides and sulfarsenides of the platinum-group elements from the Penikat layered complex, Finland. // *Can. Mineral.* 2004. V. 42. P. 515-537.
95. Barkov A.Y., Fleet M.E., Martin R.F., Halkoaho T.A.A. New data on "bonanza"-type PGE mineralization in the Kirakkajuppura PGE deposit, Penikat layered complex, Finland. // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 1663-1686.
96. 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.
97. 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.
98. Barkov A.Y., Lednev A.I. A rhenium – molybdenum – copper sulfide from the Lukkulaivaara layered intrusion, northern Karelia, Russia. // *Eur. J. Mineral.* 1993. V. 5. P. 1227-1234.
99. 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.
100. 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.
101. Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Halkoaho T.A.A., Konnunaho J.P. The origin of spheroidal patterns of weathering in the Pados-Tundra mafic-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2016. V. 88. P. 105-113.
102. 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. Finland.* 2015. V. 87. P. 79-85.

103. 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. Finland. 2017.
104. Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F. The structure and cryptic layering of the PadosTundra ultramafic complex, Serpentinite belt, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl., 2017a, v. 89, p. 35-56.
105. 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. 2017. V. 29 <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2666>
106. 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.
107. Barkov A.Y.; Martin R.F.; Izokh A.E.; Nikiforov A.A.; Korolyuk V.N. Hypermagnesian olivine in the layered complexes Monchepluton (Fo<sub>96</sub>) and Pados-Tundra (Fo<sub>93</sub>), Kola Peninsula. Russ. Geol. Geoph. 2020 (in press); [doi/10.15372/GiG2020112](https://doi.org/10.15372/GiG2020112)
108. Barkov A.Y.; Nikiforov, A.A.; Barkova, L.P.; Korolyuk, V.N. Komatiitic subvolcanic rocks in the mount Khanlauta massif, Serpentinite Belt, Kola Peninsula. Russ. Geol. Geoph. 2021 (представлена).
109. Barkov A.Y.; Nikiforov, A.A.; Korolyuk, V.N.; Barkova, L.P.; Martin, R.F. Anomalous chromite-ilmenite parageneses in the Chapesvara and Lyavaraka ultramafic complexes, Kola Peninsula, Russia. Period. di Mineral. 2020, 89, 299-317.
110. Barkov A.Y.; Nixon, G.T.; Levson, V.M.; Martin, R.F.; Fleet, M.E. Chromian spinel from PGE-bearing placer deposits, British Columbia, Canada: mineralogical associations and provenance. Can. Mineral. 2013, 51, 501-536; [doi.org/10.3749/canmin.51.4.501](https://doi.org/10.3749/canmin.51.4.501)

111. Barnes S.J. Chromite in komatiites, II. modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. // *J. Petrol.* 2000. V. 41 P. 387-409.
112. Barnes S.J., Roeder P. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2279-2302.
113. 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.
114. Berner R.A. Weathering, plants and the long term carbon cycle. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. P. 3225-3231.
115. Brenan J.M., Andrews D.R.A. High-temperature stability of laurite and Ru-Os-Ir alloys and their role in PGE fractionation in mafic magmas. // *Can. Mineral.* 2001. V. 39. P. 341-360.
116. Buss H.L., Sak P.B., Webb S.M., Brantley S.L. Weathering of the Rio Blanco quartz diorite, Luquillo mountains, Puerto Rico: coupling oxidation, dissolution, and fracturing. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. P. 4488-4507.
117. Cabri, L.J. (ed.) *The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements.* / Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Special V. 54. P. 1-852.
118. Cabri, L.J. (ed.) *The platinum-group minerals.* In: *Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery* (L.J. Cabri, ed.). / Can. Inst. Mining Metallurgy. 1981. Special V. 23, p. 83-150.
119. Caillaud J., Proust D., Righi D. Weathering sequences of rock-forming minerals in a serpentinite: influence of microsystems on clay mineralogy. // *Clays Clay Miner.* 2006. V. 54. P. 87-100.
120. Caruso L.J., Chernosky J.V., Jr. The stability of lizardite. // *Can. Mineral.* 1979. V. 17. P. 757-769.
121. Chapman R.W., Greenfield M.A. Spheroidal weathering of igneous rocks. // *J. Amer. Sci.* 1949. V. 247. P. 407-429.



122. Chashchin V.V., Mitrofanov F.P. The Paleoproterozoic Imandra-Varzuga rifting structure (Kola Peninsula): intrusive magmatism and minerageny. // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5(1). P. 231-256.
123. Chashchin, V.V.; Galkin, A.S.; Ozeryanskii, V.V.; Dedyukhin, A.H., The Sopcheozyorsky deposit of chromite and its platinum potential, Monchegorsky pluton (Kola Peninsula, Russia). *Geol. Ore Deposits* 1999, 41, 507-515 (in Russian).
124. Chatterjee A., Raymahashay B.C. Spheroidal weathering of Deccan Basalt: a three-mineral model. // *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 1998. V. 31. P. 175-179.
125. Chernosky J.V., Jr. The upper stability of clinocllore at low pressure and the free energy of formation Mg-cordierite. *Amer. Mineral.* 1974, 59, 496-507.
126. Chistyakov, A.V.; Sharkov E.V. Petrology of the Early Paleoproterozoic Burakovsky complex, southern Karelia. *Petrology* 2008, 16(1), 63–86; doi.org/10.1134/s0869591108010049
127. 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.
128. Claridge G.G.C., Campbell, I.B. Mineral transformation during the weathering of dolerite under cold arid conditions in Antarctica. // *New Zealand J. Geol.* 1984. V. 27. P. 537-545.
129. 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.
130. Craig, J.R.; Scott, S.D. Sulfide phase equilibria (Ribbe P.H., Ed.) In *Sulfide Mineralogy. Reviews in Mineralogy*, Mineral. Soc. Am., Washington D.C., 1974, v. 1., p. CS1-CS110.
131. 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.

132. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. In Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (eds); *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoir. 2006. V. 32. P. 561-578.
133. 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.
134. Ding Zh., Kleykamp H., Thümmeler F. The constitution of the rhodium-tellurium system. // *J. Nucl. Mater.* 1990. V. 171. P. 134-138.
135. Dreibus G., Palme H., Spettek B., Zipfel J., Wanke H. 1995. Sulfur and selenium in chondritic meteorites. // *Meteoritics*. V. 30. P. 439-445.
136. 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.
137. 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.
138. Eggleton R.A., Foudoulis C., Farkevisser D. Weathering of basalt: changes in rock chemistry and mineralogy. *Clays Clay Miner.* 1987. V. 35. P. 161-169.
139. Ewers G.R. Experimental hot water-rock interactions and their significance to natural hydrothermal systems in New Zealand. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1977. V. 41. P. 143-150.
140. Fletcher R.C., Buss H.L., Brantley S.L. A spheroidal weathering model coupling porewater chemistry to soil thicknesses during steady-state denudation. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 244. P. 444-457.

141. 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.
142. Fyfe W.S. On the relative stability of talc, anthophyllite, and enstatite. // *Am. J. Sci.* 1962. V. 260. P. 460-466.
143. 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.
144. Garuti G., Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece. // *Can. Mineral.* 1997. V. 35 P. 611-626.
145. Garuti, G.; Pushkarev, E.V.; Thalhammer, O.A.R.; Zaccarini, F. Chromitites of the Urals (part 1): overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting. *Ofioliti* 2012, 37, 27-53.
146. Gornostayev S.S., Laajoki K.V.O., Leinonen O. New data on mineralogy of main chromitite layer of the Kemi deposit, Finland. / In: Reviewed abstracts volume, GeoCanada 2000: the millennium geoscience summit, extended abstract 88, Calgary, Canada, May 2000.
147. Guzzi L., Solymosi F., Tétényi P. (Eds.) *New Frontiers in Catalysis, Parts A-C. Studies in Surface Science and Catalysis.* / Elsevier, 1993. V. 75. P. 1-2859.
148. Hanski, E.; Huhma, H.; Rastas, P.; Kamenetsky, V.S. The Palaeoproterozoic komatiite–picrite association of Finnish Lapland. *J. Petrol.* 2001, 42, 855–876; doi.org/10.1093/petrology/42.5.855
149. Hanski, E.J.; Smolkin, V.F. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia. *Lithos* 1995, 34, 107–125; doi.org/10.1016/0024-4937(95)90015-2

150. Hattori K.H., Cabri L.J., Johanson B., Zientek M.L. Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions. // Mineral. Mag. 2004. V. 68. P. 353-368.
151. Helmy H.M., Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Wirth R., Nagel T., Tredoux M. Noble metal nanoclusters and nanoparticles precede mineral formation in magmatic sulphide melts. // Nature Communications. 2013. V. 4. P. 2405.
152. Herzberg, C.; Condie, K.; Korenaga, J. Thermal history of the Earth and its petrological expression. Earth Planet. Sci. Lett. 2010, 292, 79–88; doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.022
153. Holwell D.A., Keays R.R., McDonald I., Williams M.R. Extreme enrichment of Se, Te, PGE and Au in Cu sulfide microdroplets: evidence from LA-ICP-MS analysis of sulfides in the Skaergaard intrusion, east Greenland. // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. V. 170. P. 53.
154. Holwell, D.A.; Keays, R.R.; McDonald, I.; Williams, M.R. Extreme enrichment of Se, Te, PGE and Au in Cu sulfide microdroplets: evidence from LA-ICP-MS analysis of sulfides in the Skaergaard Intrusion, east Greenland. Contrib. Mineral. Petrol. 2015, 170, 5-6; doi.org/10.1007/s00410-015-1203-y
155. Howard, J.H. Geochemistry of selenium: formation of ferroselite and selenium behavior in the vicinity of oxidizing sulfide and uranium deposits. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 1665-1678.
156. 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.
157. Irvine T.N. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions, II: origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39, P. 991-1020.
158. Irvine, T. N. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. Geology 1977, 5, 273; doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<273:ooclit>2.0.co;2

159. Jamieson H.E., Roeder P.L. The Distribution of Mg and Fe<sup>2+</sup> between olivine and spinel at 1300°C. // *Am. Mineral.* 1984. V. 69. P. 283-91.
160. Jenkins D.M., Ventura G.D., Oberti R., Bozhilov K. Synthesis and characterization of amphiboles along the tremolite–glaucophane join. // *Am. Mineral.* 2013. V. 98. P. 588-600.
161. Johan Z. Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: ore mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt,Fe) alloys. // *Mineral. Petrol.* 2006. V. 87. P. 1-30.
162. 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.
163. Kullerud, G.; Yund, R.A. The Ni – S system and related minerals. *J. Petrol.* 1962, 3, 126-175; doi.org/10.1093/petrology/3.1.126
164. Lahtinen R. Main geological features of Fennoscandia. / *Geological Survey of Finland.* 2012. Special Paper V. 53. P. 13-18.
165. Lavrent'ev Yu.G., Karmanov N.S., Usova L.V. Electron-microprobe determination of mineral compositions: microprobe or scanning-electron microscope? // *Russ. Geol. Geophys.* 2015. V. 56. P. 1473-1482.
166. Lavrent'ev Yu.G., Korolyuk V.N., Usova L.V., Nigmatulina E.N. Electron probe microanalysis of rock-forming minerals with a JEOL JXA-8100 electron probe microanalyzer. // *Russ. Geol. Geophys.* 2015. V. 56. V. 10. P. 1428-1436.
167. Le Bas, M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *J. Petrol.* 2000, 41, 1467–1470; doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467
168. Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. Precambrian geology of Finland: key to the evolution of the Fennoscandian Shield. // Elsevier, 2005. P. 1-750.
169. Leont'eva, O.P.; Belonin, M.D. Geological Map of Mineral Resources of the USSR (scale 1:200 000; Q-35-VI) (K.A. Shurkin, ed.), 1964. Kola Series,

- Northwestern Geological Department, Ministry of Geology and Mineral Resource Protection of the USSR, Gosgeoltekhizdat, Moscow.
170. Li C., Ripley E.M., Sarkar A., Shin D., Maier W.D. Origin of phlogopite-orthopyroxene inclusions in chromites from the Merensky Reef of the Bushveld complex, South Africa. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 119-130.
  171. Liipo J.P. Vuollo J.I., Nykaenen V.M., Piirainen T.A. Zoned Zn-rich chromite from the Naataniemi serpentinite massif, Kuhmo greenstone belt, Finland. // *Can. Mineral.* 1995. V. 33. P. 537-545.
  172. Lorand J.P., Alard O., Luguet A., Keays R.R. Sulfur and selenium systematics of the subcontinental lithospheric mantle: inferences from the Massif Central xenolith suite (France). // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. P. 4137-4151.
  173. Lutz H.D., Müller B., Schmidt T, Stingl T. Structure refinement of pyrite-type ruthenium disulfide  $\text{RuS}_2$  and ruthenium diselenide,  $\text{RuSe}_2$ . // *Acta Cryst.* 1990. V. C46. P. 2003-2005.
  174. 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.
  175. 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.
  176. McDonough, W.F.; Sun, S.-S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 1995, 120, 223-253; doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4
  177. Meurer W.P., Hellström F.A., Claeson D.T. The relationship between chlorapatite and PGE-rich cumulates in layered intrusions: the Kläppsjö gabbro, north-central Sweden, as a case study. // *Can. Mineral.* 2004. V.42. P. 279-289.

178. Mitchell R.H., Putnis A. Polygonal serpentine in segregation-textured kimberlite. // *Can. Mineral.* 1988. V. 26. P. 991-997.
179. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. Nomenclature of pyroxenes. // *Can. Mineral.* 1989. V. 27. P. 143-156.
180. Müller R.F., Saxena S.K. *Chemical Petrology: with applications to the Terrestrial Planets and Meteorites.* Springer Science & Business Media, 2012. P. 1-394.
181. Murashov, D.F. Ultrabasic intrusions of the Serpentinite Belt (Pados-Tundra etc.). In *Geology of the USSR, Murmanskaya oblast, Geological Description; Gosgeoltekhizdat publisher, Moscow, 1958; Volume 27(1), pp. 318-321 (in Russian).*
182. Mutanen T., Huhma H. U-Pb geochronology of the Koitelainen, Akanvaara and Keivitsa layered intrusions and related rocks. / *Geological Survey of Finland, 2001. Special Paper. V. 33. P. 229-246.*
183. Naldrett A.J. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration.* / Springer Verlaag, 2004. P. 1-728.
184. Naldrett, A.J.; Kinnaird, J.; Wilson, A.; Yudovskaya, M.; McQuade, S.; Chunnnett, G., Stanley, C. Chromite composition and PGE content of Bushveld chromitites: Part 1 – the Lower and Middle Groups. *Appl. Earth Sci.* 2009, 118, 131-161; doi.org/10.1179/174327509x12550990458004
185. Naldrett, A.J.; Wilson, A.; Kinnaird, J.; Yudovskaya, M.; Chunnnett, G. The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints. *Miner. Deposita* 2012, 47, 209-232; doi.org/10.1007/s00126-011-0366-3
186. Namur O., Abily B., Boudreau A.E., Blanchette F., Bush J.W.M., Ceuleneer G., Charlier B., Donaldson C.H., Duchesne J.-C., Higgins M.D., Morata D., Nielsen T.F.D., O'Driscoll B., Pang K.N., Peacock T., Spandler C.J., Toramaru A., Veksler I.V. Igneous Layering in Basaltic Magma Chambers. / In *Layered Intrusions, Springer Geology, Chapter 2, Springer*

- Science+Business Media Dordrecht 2015 (B. Charlier et al., eds.), 2015. P. 75-152.
187. Nesbitt, R.W.; Jahn B.-M.; Purvis, A.C. Komatiites: An early Precambrian phenomenon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1982, 14, 31-45; doi.org/10.1016/0377-0273(82)90041-5
188. Nesbitt, R.W.; Sun, S.S.; Purvis, A.C. Komatiites: geochemistry and genesis. *Can. Mineral.* 1979, 17, 165-186
189. 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.
190. Norman, M.D.; Garcia, M.O. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999, 168, 27–44; doi.org/10.1016/s0012-821x(99)00043-6
191. O'Driscoll, B.; VanTongeren, J.A. Layered intrusions: from petrological paradigms to precious metal repositories. *Elements* 2017, 13, 383-389; doi.org/10.2138/gselements.13.6.383
192. Padrón-Navarta J.A., Hermann J., Garrido C.J., López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnaire M.T. An experimental investigation of antigorite dehydration in natural silica-enriched serpentinite. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 25-42.
193. 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.
194. Pokrovsky O.S., Schott J., Kudryavtsev D.I., Dupré, B. Basalt weathering in Central Siberia under permafrost conditions. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. P. 5659-5680.



195. Pushkarev, E.V.; Anikina, E.V.; Garuti, G.; Zaccarini, F. Chromium-Platinum deposits of Nizhny-Tagil type in the Urals: structural-substantial characteristic and a problem of genesis. *Litosfera* 2007, 3, 28-65 (in Russian).
196. Robin-Popieul, C.C.M.; Arndt, N.T., Chauvel, C.; Byerly, G.R.; Sobolev, A.V.; Wilson, A. A New model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention. *J. Petrol.* 2012, 53, 2191-2229; doi.org/10.1093/petrology/egs042
197. 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.
198. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine–liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 29, p. 275-289.
199. Rollinson H. The Archean komatiite-related Inyala chromitite, southern Zimbabwe // *Econ. Geol.*, 1997, v. 92, p. 98-107.
200. Rollinson, H. The Archean komatiite-related Inyala chromitite, southern Zimbabwe. *Econ. Geol.* 1997, 92, 98–107; doi.org/10.2113/gsecongeo.92.1.98
201. Schott J., Berner R.A. Dissolution mechanisms of pyroxenes and olivines during weathering. / In: Drever, J.I. (ed.) *The Chemistry of Weathering*. NATO ASI Series C, Mathematical and Physical Sciences, Reidel, Dordrecht. 1985. V. 149. P. 35-53.
202. Serov, P.A.; Bayanova, T.B.; Steshenko, E.N.; Kunakkuzin, E.L.; Borisenko, E.S. Metallogenic setting and evolution of the Pados-Tundra Cr-Bearing ultramafic complex, Kola Peninsula: evidence from Sm–Nd and U–Pb isotopes. *Minerals* 2020, 10, 186; doi.org/10.3390/min10020186
203. Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered maficultramafic massif in the Kola Peninsula: Geology, petrology, and ore potential // *Petrology*, 2012, v.20(7), p. 607-639.
204. Sharkov, E.V.; Bogatikov, O.A.; Grokhovskaya, T.L.; Chistyakov, A.V.; Ganin, V.A.; Grinevich, N.G.; Snyder, G.A.; Taylor, L.A. Petrology and Ni–Cu–Cr–PGE mineralization of the largest mafic pluton in Europe: the Early

- Proterozoic Burakovsky layered intrusion, Karelia, Russia. *Int. Geol. Rev.* 1995, 37, 509-525; doi.org/10.1080/00206819509465415
205. Simon G., Kesler S.E., Essene E.J. Phase relations among selenides, sulfides, tellurides, and oxides: II. Applications to selenide-bearing ore deposits. // *Econ. Geol.* 1997. V. 92. P. 468-484.
206. Smith J.W., Holwell D.A., McDonald I., Boyce A.J. The application of S isotopes and S/Se ratios in determining ore-forming processes of magmatic Ni–Cu–PGE sulfide deposits: A cautionary case study from the northern Bushveld Complex. // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 73. P. 148-174.
207. 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.
208. Soubrand-Colin M., Bril H., Neel C., Courtin-Nomade A., Martin F. Weathering of basaltic rocks from the French Massif Central: origin and fate of Ni, Cr, Zn and Cu. // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 1077-1092.
209. Stockman H.W., Hlava P. Platinum-group minerals in Alpine chromitites from Southwestern Oregon. // *Econ. Geol.* 1984. V. 79. P. 491-508.
210. Stubbs H.M., Hall R.P., Hughes D.J., Nesbitt R.W. Evidence for a high Mg andesitic parental magma to the East and West satellite dykes of the Great Dyke, Zimbabwe: a comparison with the continental tholeiitic Mashonaland sills. // *J. African Earth Sci.* 1999. V. 28(2). P. 325-336.
211. Sugaki, A.; Kitakaze, A. High form of pentlandite and its thermal stability. *Amer. Mineral.* 1998, 83, 133-140; doi.org/10.2138/am-1998-1-213
212. Sun, S.-S; Nesbitt, R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements. *Contr. Mineral. Petrol.* 1978, 65, 301-325; doi.org/10.1007/bf00375516
213. Tolstykh N. PGE mineralization in marginal sulfide ores of the Chineisky layered intrusion, Russia. // *Mineral. Petrol.* 2008. V. 92. P. 283-306.

214. Tolstykh, N.D., Krivenko, AP., Lavrent'ev, Y.G., Tolstykh, O.N., Korolyuk, V.N. Oxides of the Pd-Sb-Bi system from the Chiney massif, Aldan Shield, Russia. // *Eur. J. Mineral.* 2000. V. 12. P. 31-440.
215. 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.
216. Vaasjoki, M. (Ed.) Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. *Geol. Surv. Finl., Spec. Paper 33*, 2001, 279 p.
217. Velbel M.A. Dissolution of olivine during natural weathering. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73. P. 6098-6113.
218. Wilson A.H. The Great Dyke of Zimbabwe. / In *Layered intrusions* (R.G. Cawthorn, ed.); Elsevier, Amsterdam (R.G. Cawthorn, ed.), 1996. P. 365-402.
219. 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.
220. 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.
221. 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.
222. Zaccarini F., Garuti G., Martin R.F. Exotic accessory minerals in layered chromitites of the Campo Formoso complex (Brazil). // *Geol. Acta.* 2006. V. 4. P. 461-469.
223. Zaccarini, F.; Garuti, G.; Pushkarev, E.; Thalhammer, O. Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals. *Minerals* 2018, 8, 379; doi.org/10.3390/min8090379

224. Zhang, P.-F.; Zhou, M.-F.; Malpas, J.; Robinson, P.T. Origin of high-Cr chromite deposits in nascent mantle wedges: Petrological and geochemical constraints from the Neo-Tethyan Luobusa ophiolite, Tibet. *Ore Geol. Rev.* 2020, 123, 103581; doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103581
- 225.

### **Фондовые материалы**

226. Галкин И. В. "Отчет по работам геолого-поисковой партии в районе Падос-Тундры в западной части Кольского полуострова летом 1936 г.", 1936 г., инв. №1852.
227. Горбачева С. А., Ерохов С. П. и др. Отчет по поисковым работам на массивполезных ископаемых в зоне сочленения Лапландских гранулитов и гнейсов Беломорского массива в 1998-2000г.г., г. Мончегорск, 2000г.
228. Дюков С.А. и др. Отчёт о поисково-съёмочных работах на слюду, проведенных в западной части Кольского района Мурманской области в 1949 г. 1950г, №205.
229. Шлайфштейн Б.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Западной части Кольского полуострова. Отчет Колмозерской геолого-съёмочной партии о результатах геологического доизучения 1: 200 000 Северо-Западной части Кольского полуострова за 1981-1987 г.г.- Мончегорск.
230. Шукевич А. М., Гурвич П. А. и др. "Отчет о работе Падос-Тундровской геолого-поисковой и разведочной партии на никель в 1938 г. на Падос-Тундре и Ханлаут-Вараке в Кольском районе Мурманской обл. 1940 г., инв. № 116.