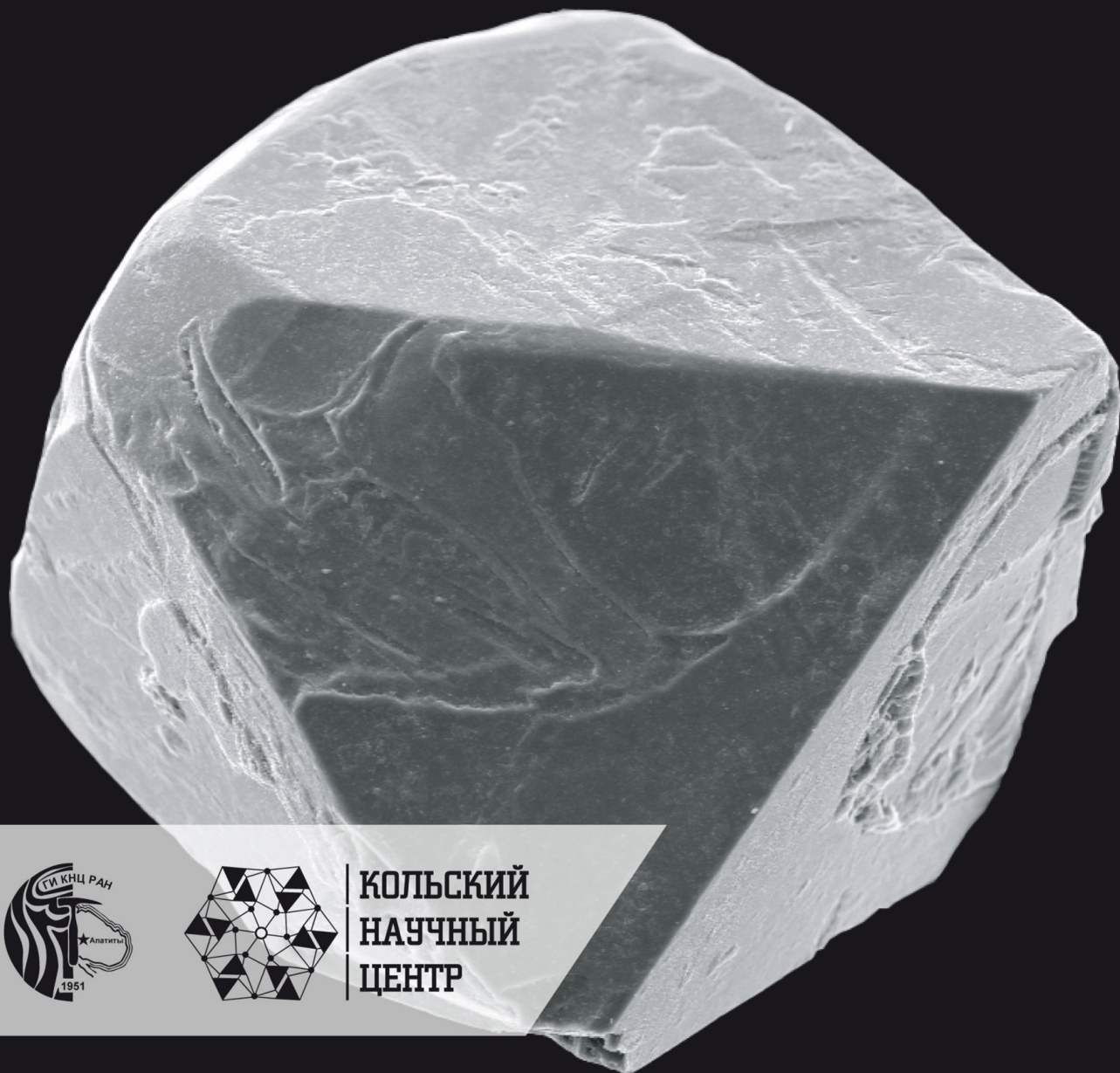


Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Грошев Н. Ю., Базай А. В.

АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Мончегорского расслоенного комплекса
(Кольский полуостров)



КОЛЬСКИЙ
НАУЧНЫЙ
ЦЕНТР

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Т. В. Рундквист, П. В. Припачкин, Н. Ю. Грошев, А. В. Базай

**АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ
МОНЧЕГОРСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

Апатиты
Издательство Кольского научного центра РАН
2025

УДК 553.61 + 549.5 + 552.3(470.21)

ББК 26.3

А44

Печатается по решению Редакционного совета по книжным изданиям ФИЦ КНЦ РАН.

Рецензенты:

д. г.-м. н., профессор кафедры геологии и вулканологии МГУ **А. А. Арискин**,
член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник ИГЕМ РАН **К. В. Лобанов**

Акцессорные хромшпинелиды Мончегорского расслоенного комплекса (Кольский полуостров) : монография / Т. В. Рундквист, П. В. Припачкин, Н. Ю. Грошев, А. В. Базай. — Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2025. — 199 с.

ISBN 978-5-91137-558-4

За период после 2000-х годов по различным типам хромитовой минерализации Мончегорского палеопротерозойского ультрамафит-мафитового расслоенного комплекса (Кольский полуостров) производственными и научными организациями накоплен обширный фактический материал. Авторы дополнили эти данные, изучив акцессорные хромшпинелиды из пород нескольких детальных участков (Южносопчинский, массив НКТ, массив Сопча, массив Нюд-Поаз) Мончегорского комплекса. На основании проведенных исследований охарактеризованы особенности морфологии, состава и геохимии акцессорных хромшпинелидов и жильных хромсодержащих магнетитов, установлены тренды изменения их состава по мере эволюции Мончегорского комплекса. Полученные результаты сопоставляются с таковыми по Сопчеозерскому хромитовому месторождению, нижней части Мончетундровской интрузии (Мончегорский комплекс) и ряду хромитовых месторождений мира (Кеми, Бушвельд, Стиллуотер), взятыми из литературных источников. Также рассмотрены некоторые петрологические аспекты формирования интрузивных фаз и хромитовой минерализации Мончегорского комплекса.

Монография предназначена для специалистов в области изучения расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий и минералогии хромшпинелидов, а также для студентов и аспирантов профильных специальностей.

УДК 553.61 + 549.5 + 552.3(470.21)

ББК 26.3

Научное издание

Татьяна Васильевна Рундквист, Павел Валентинович Припачкин, Николай Юрьевич Грошев,
Айя Валериевна Базай

Акцессорные хромшпинелиды Мончегорского расслоенного комплекса (Кольский полуостров)

Редактор Л. Д. Чистякова

Технический редактор В. Ю. Жиганов

Подписано в печать 15.12.2025. Формат бумаги 70×108 1/16.

Усл. печ. л. 17,15. Заказ № 32. Тираж 300 экз.

Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр РАН».

184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14.

Отпечатано в Федеральном исследовательском центре «Кольский научный центр РАН».

© Рундквист Т. В., Припачкин П. В.,
Грошев Н. Ю., Базай А. В., 2025

© Геологический институт КНЦ РАН, 2025

© ФИЦ КНЦ РАН, 2025

ISBN 978-5-91137-558-4

doi: 10.37614/978.5.91137.558.4

MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION OF THE RUSSIAN FEDERATION

FEDERAL RESEARCH CENTER "KOLA SCIENCE CENTER
OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES"

GEOLOGICAL INSTITUTE

T. V. Rundkvist, P. V. Pripachkin, N. Yu. Groshev, A. V. Bazai

**ACCESSORY CHROMSPINELS
OF THE MONCHEGORSK LAYERED COMPLEX
(KOLA PENINSULA)**

Apatity
Publishing of the Kola Science Centre of the RAS
2025

UDC 553.61+549.5+552.3(470.21)

BBC 26.3

A44

Published by decision of the Editorial and Publishing Council of the Federal Research Center
"Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences".

Authors:

Rundkvist T. V., Pripachkin P. V., Groshev N. Yu., Bazay A. V.

Reviewers:

A. A. Ariskin, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor of the Department
of Geology and Volcanology at Moscow State University;

K. V. Lobanov, Coordinating Member of the Russian Academy of Sciences, Chief Researcher
at the Institute of Geology, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences

A44 Accessory chromspinel of the Monchegorsk layered complex (Kola Peninsula).
Apatity: Publishing house of the Kola Science Center, 2025. 199 p.

ISBN 978-5-91137-558-4

Since the 2000s, industrial and scientific organizations have accumulated extensive factual data on various types of chromite mineralization in the Monchegorsk Paleoproterozoic ultramafic-mafic layered complex (Kola Peninsula). The authors supplemented this data by studying accessory chromspinel from rocks at several detailed sites (South Sopchinsky, NKT massif, Sopcha massif, and Nude-Poaz massif) within the Monchegorsk complex. Based on these studies, the morphology, composition, and geochemistry of accessory chromspinel and vein chrome-bearing magnetites were characterized, and trends in their compositional changes over the evolution of the Monchegorsk complex were established. The obtained results are compared with those for the Sopchezero chromite deposit, the lower part of the Monchetundra intrusion (Monchegorsk Complex), and a number of chromite deposits worldwide (Kemi, Bushveld, Stillwater), taken from literary sources. The monograph also examines some petrological aspects of intrusive phase formation and chromite mineralization in the Monchegorsk Complex.

The monograph is intended for specialists in the study of layered ultramafic-mafic intrusions and chrome-spinel mineralogy, as well as for undergraduate and graduate students in relevant fields.

UDC 553.61+549.5+552.3(470.21)

BBC 26.3

© A team of authors, 2025

© Geological Institute of the Kola Science Center
of the Russian Academy of Sciences, 2025

© FRC KSC RAS, 2025

ISBN 978-5-91137-558-4

doi: 10.37614/978.5.91137.558.4

Оглавление

Введение	10
Глава 1. Месторождения и проявления хрома	
Фенноскандинавского щита	15
1.1. Финляндия и Карелия	16
1.2. Кольский регион	18
Глава 2. Мончегорский расслоенный комплекс и Сопчеозерское	
месторождение хрома	20
2.1. Общие сведения	20
2.2. Сопчеозерское месторождение хрома	23
2.2.1. История открытия и изучения	23
2.2.2. Геологическое строение и состав руд	25
2.2.3. Петролого-генетические аспекты	27
2.2.4. Состав хромитинелидов Сопчеозерского месторождения,	
вмещающих пород и Мончетундровской интрузии	29
Глава 3. Акцессорные хромшпинелиды Мончегорского комплекса	34
3.1. Южносопчинский участок	34
3.1.1. Геологическое строение, история изучения и	
фактический материал	34
3.1.2. Морфология и состав хромитинелидов нижней части	
разреза массива Южносопчинский	38
3.1.3. Морфология и состав хромитинелидов в	
габбропегматитовых и жильных телах	45
3.2. Массив Ниттис-Кумужья-Травяная	57
3.2.1. Геологическое строение, история изучения и	
фактический материал	57
3.2.2. Морфология и состав хромита в перидотитах и	
пироксенитах	60
3.2.3. Морфология и состав хромитинелидов в	
гарцбургитовых ксенолитах	75
3.2.3.1. Хромитинелиды из глыб горы Кумужьей	75
3.2.3.2. Хромитинелиды из ксенолитов в оливиновых	
пироксенитах	81
3.3. Массив Сопча	98
3.3.1. Геологическое строение, история изучения и	
фактический материал	98
3.3.2. Морфология и состав хромитинелидов в породах	
Рудного Пласта 330 и его тел-спутников западной части	
массива	100
3.3.3. Морфология и состав хромита в ортопироксенитах	
северо-восточной части массива Сопча	117
3.3.4. Морфология и состав магнезиохромита в дунитах	
северо-восточной части массива Сопча	125

3.4. Массив Нью-Поаз	131
3.4.1. Геологическое строение, история изучения и фактический материал	131
3.4.2. Морфология и состав хромипинелидов в гарцбургитах нижней части разреза	132
3.4.3. Морфология и состав хромипинелидов в ортопироксенитах и оливиновых норитах	143
Глава 4. Обсуждение результатов исследований и основные выводы ...	158
4.1. Морфологические особенности хромипинелидов Мончегорского комплекса	158
4.2. Главные тренды химического состава хромипинелидов Мончегорского комплекса	160
4.3. Вариации состава хромипинелидов и главных породообразующих силикатов в обобщенном разрезе Мончеплутона	161
4.4. Хромипинелиды Мончегорского комплекса в сравнении с мировыми аналогами	165
4.4.1. Рудные и акцессорные хромипинелиды	165
4.4.2. Высокожелезистые жильные хромипинелиды	168
4.5. О некоторых петрологических аспектах формирования Мончегорского комплекса и его хромового оруденения	170
Заключение	175
Литература	177
Приложения	189

Contents

Introduction	10
Chapter 1. Chromium deposits and occurrences of the Fennoscandian Shield ..	15
1.1 Finland and Karelia	16
1.2 Kola region	18
Chapter 2. Monchegorsk layered complex and Sopchezero chromium deposit	20
2.1. General information	20
2.2. Sopchezero chromium deposit	23
2.2.1. History of discovery and study	23
2.2.2. Geological structure and composition of ores	25
2.2.3. Petrological and genetic aspects	27
2.2.4. Composition of chromespinels of the Sopchezero deposit, host rocks and the Monchetundra intrusion	29
Chapter 3. Accessory chromespinels of the Monchegorsk complex	34
3.1. South Sopcha area	34
3.1.1. Geological structure, history of study and factual material	34
3.1.2. Morphology and composition of chromespinels from the lower part of the South Sopcha massif section	38
3.1.3. Morphology and composition of chromespinels in gabbro- pegmatite and vein bodies	45
3.2. Nittis-Kumuzhya-Travyanaya massif	57
3.2.1. Geological structure, history of study and factual material	57
3.2.2. Morphology and composition of chromite in peridotites and pyroxenites	60
3.2.3. Morphology and composition of chromespinels in harzburgite xenoliths	75
3.2.3.1. Chromespinels from the boulders of Mount Kumuzhya	75
3.2.3.2. Chromespinels from xenoliths in olivine pyroxenites	81
3.3. Sopcha massif	98
3.3.1. Geological structure, history of study and factual material	98
3.3.2. Morphology and composition of chromespinels in the rocks of Ore Layer 330 and its satellite bodies in the western part of the massif	100
3.3.3. Morphology and composition of chromite in orthopyroxenites of the northeastern part of the Sopcha massif	117
3.3.4. Morphology and composition of magnesiochromite in dunites of the northeastern part of the Sopcha massif	125
3.4. Nude-Poaz Massif	131
3.4.1. Geological structure, history of study and factual material	131
3.4.2. Morphology and composition of chromespinels in harzburgites of the lower part of the section	133
3.4.3. Morphology and composition of chromespinels in orthopyroxenites and olivine norites	143

Chapter 4. Discussion of research results and main conclusions	158
4.1. <i>Morphological features of chromespinels of the Monchegorsk complex</i>	158
4.2. <i>Main trends in the chemical composition of chromespinels of the Monchegorsk complex</i>	160
4.3. <i>Variations in the composition of chromespinels and main rock-forming silicates in the generalized section of Monchepluton</i>	161
4.4. <i>Chromespinels of the Monchegorsk complex in comparison with world analogues</i>	165
4.4.1. <i>Ore-forming and accessory chromespinels</i>	165
4.4.2. <i>High-iron veined chromespinels</i>	168
4.5. <i>On some petrological aspects of the formation of the Monchegorsk complex and its chrome mineralization</i>	170
Conclusions	175
References	177
Supplements	189

Список сокращений минералов, используемых в рисунках

Amp – амфибол
Bt – биотит
Csp – халькопирит
Chr – хромит
Chl – хлорит
Czo – клиноцоизит
Ilm – ильменит
Mag – магнетит
Ol – оливин
Orp – ортопироксен
Pl – плагиоклаз
Pn – пентландит
Pyh – пирротин
Srp – серпентин
Sulf – сульфиды
Tlc – тальк

Введение

Хромшпинелиды являются ключевыми минералами-индикаторами процессов эволюции магматических расплавов и формирования магматических месторождений (Irvine, 1965; Barnes, Roeder, 2001), а также важнейшим промышленным источником хрома (Николаев и др., 2021; Никольская и др., 2021 и ссылки там). Образование хромшпинелидов тесно связано с эволюцией глубинных магматических систем, в частности, расслоенных интрузивов (Evans, Frost, 1975; Maurel, Maurel, 1982; Sack, 1982; Sack, Ghiorso, 1991; Ariskin, Nikolaev, 1996; Barnes, Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001; Nikolaev et al., 2018).

Цель настоящего исследования – определить характер распределения и вариации состава аксессуарных хромшпинелидов по разрезу Мончегорского палеопротерозойского ультрамафит-мафитового расслоенного комплекса (Мончегорский комплекс) Кольского полуострова для углубления понимания эволюции этой уникальной рудоносной системы, которая, как предполагается (Смолькин и др., 2004 а), включала многократные интрузивные события. Очень важно, что причиной образования в Мончегорском комплексе целой серии генетических типов руд элементов платиновой группы (ЭПГ), меди, никеля, железа, титана, ванадия и хрома стало сочетание различных процессов (глубинная и внутрикамерная дифференциация, неоднократное заполнение магматических камер, включая дополнительные рудоносные фазы, и позднее жильное образование). Прикладное значение изучения Мончегорского комплекса связано с непрерывающейся до сих пор оценкой экономического потенциала его оруденения, в частности – продолжаются работы по проекту оценки руд «донной залежи» массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ). В фокусе исследований здесь в разное время были месторождения богатых жильных медно-никелевых руд массивов НКТ и Сопча, платинометалльные руды массивов Вурэчуайвенч и Южносопчинский, стратиформные хромовые руды в пределах Дунитового блока, а в последние годы – малосульфидные Pt-Pd руды Лойпишнюна, сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды Ньюда, Морошкового озера, Поаза, Западного Ниттиса (Чашин, Иванченко, 2022).

Хромитовая минерализация в породах Мончегорского комплекса отмечалась с 1940–1950-х годов, однако на начальных стадиях приоритет в исследованиях принадлежал медно-никелевым рудам. В те годы сжатые характеристики хромшпинелидов можно встретить в работах Э. Н. Елисеева, Е. К. Козлова и некоторых других исследователей. Первые детальные исследования хромитовой минерализации стали появляться уже после 1970-х годов. В первую очередь они связаны с именами В. В. Дистлера, В. С. Докучаевой и Л. И. Полежаевой. В период 1980–2000-х годов количество работ по данной тематике возросло, что в немалой степени было связано с открытием в 1994 г. Сопчеозерского хромитового месторождения. Среди исследователей хромшпинелидов Мончегорского комплекса того периода следует назвать А. Н. Дедюхина, В. В. Шолохнева, Г. Ф. Бакаева, Е. В. Шаркова, В. Ф. Смолькина, Д. А. Орсоева, Э. Г. Конникова, А. В. Мокрушина, А. Ю. Баркова, М. С. Люлько, С. Ю. Чистякову, Р. М. Латыпова. Наконец, в последние годы, помимо названных авторов, хромитовую минерализацию Мончегорского комплекса достаточно детально

изучали В. В. Чашин, Т. В. Рундквист, П. В. Припачкин, Н. Ю. Грошев, А. М. Сущенко, М. В. Сидельников и Я. А. Рыбникова (Мирошникова).

После 2000-х годов по различным типам хромитовой минерализации как производственными (АО КГМК, АО ЦКЭ), так и научными (ГИ КНЦ РАН, ИГЕМ РАН и др.) организациями был накоплен достаточно обширный фактический материал, включая результаты исследований авторов данной монографии. В монографии широко использованы аналитические данные предыдущих исследований, представленные в статьях (Дистлер и др., 1988; Орсов, 1988; Докучаева, Полежаева, 1990; Люлько, 2009; Barkov et al., 2015; Chistyakova et al., 2015; Chashchin, Savchenko, 2021; Rundkvist, Pripachkin, 2021; Smol'kin, Mokrushin, 2022 и др.) и фондовых отчетах открытого доступа (Дедюхин и др., 2000, 2005). В значительной степени многие из них в свое время были обобщены и обработаны А. В. Мокрушиным, составившим аналитическую базу в формате таблиц Excel, которая была затем опубликована в нашей совместной работе (Pripachkin et al., 2024). Информация о всех использованных в монографии источниках аналитических данных приведена в табл. 1.

Начиная с 2010 года авторами был собран представительный оригинальный фактический материал в рамках работы по приоритетным и фундаментальным научным исследованиям (ПФНИ), посвященным изучению аксессуарных минералов в магматических породах. Наши данные касаются аксессуарных хромшпинелидов из четырех участков Мончегорского комплекса: Южносопчинский, массив НКТ, массив Сопча и массив Нюд-Поаз (табл. 2.). Хромшпинелиды этих участков сопоставляются с Сопчеозерским хромитовым месторождением и нижней частью Мончетундровской интрузии.

Наименования хромшпинелидов проводится в соответствии классификацией (Bosi et al., 2019), которая была одобрена Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации (CNMNC) Международной минералогической ассоциации (IMA). Согласно этой классификации, 56 минеральных видов супергруппы шпинели, разделены на три группы: (1) группа оксишпинели; (2) группа тиошпинели; (3) группа селеношпинели. Наиболее многочисленная группа оксишпинели AB_2O_4 в этой классификации разделена на субгруппы шпинели и ульвошпинели. Для пользования данной классификацией достаточно рассчитать формульные количества катионов и определить доминирующие катионы в структурных позициях А и В (Bosi et al., 2019).

Наиболее распространенные минеральные виды и их названия остались неизменными, то есть $MgAl_2O_4$ – шпинель, $Fe^{2+}Cr_2O_4$ – хромит, $Fe^{2+}Al_2O_4$ – герцинит, $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$ – магнетит, $MgCr_2O_4$ – магнезиохромит, $TiFe^{3+}_2O_4$ – ульвошпинель и другие. Названия многих минеральных разновидностей были отклонены IMA, в том числе такое широко известное название как «пикотит» теперь не рекомендовано, а минерал состава $(Fe,Mg)(Al,Cr)_2O_4$ следует считать разновидностью герцинита (Bosi et al., 2019). Исходя из этого, все шпинелиды Мончегорского комплекса представляют собой хромит или магнезиохромит или магнетит. Несомненным достоинством утвержденной IMA классификации является ее простота. Однако в статьях ряда авторов встречаются дискредитированные IMA названия минералов группы шпинели, широко употреблявшиеся ранее (Плаксенко, 1989), поэтому в некоторых случаях авторы оставили в тексте данные названия, со ссылками на первоисточники, по возможности указывая и современные названия. Традиционный термин

«хромшпинелиды», вынесенный авторами и в название этой работы призван в данном случае объединить минеральные виды хромит и магнезиохромит и разновидность магнетита – хромсодержащий магнетит, поскольку именно эти виды и разновидность наиболее характерны для пород Мончегорского комплекса.

Таблица 1. Источники аналитических данных, использованных при построении графиков и диаграмм (без учета авторских данных)

№пп	Участок		Число анализов	Источник
1	Массив Мончетундра	Скв М-1, глубина 2043.6 – 2350.5 м	37	Smol'kin, Mokrushin, 2022
2		Скв М-1, глубина 781.5 – 811.4 м	11	Pripachkin et al., 2024
3		Уч-к Лойпишнюн	1	Люлько, 2009
4	Массив НКТ		14	Докучаева, Полежаева, 1990
5			4	Дистлер и др., 1988
6			22	Pripachkin et al., 2024
7	Массив Нюд-Поаз		3	Дистлер и др., 1988
8			14	Докучаева, Полежаева, 1990
9	Массив Сопча		23	Chashchin, Savchenko, 2021
10			10	Орсоев, 1988
11	Сопчезерское месторождение	сплошные руды	57	Pripachkin et al., 2024
12		богатые руды	65	
13		вкрапленные руды	135	
14		вмещающие породы	118	
15		дуниты	109	Chistyakova et al., 2015
16		дайки хромитоносных пород	337	
17	Ксенолиты в глыбах на г. Кумужья		4	Barkov et al., 2015
18	Жильные тела вблизи оз. Морошечного		18	Материалы авторов не включенные в таблицы в тексте

Таблица 2. Перечень авторских аналитических данных

№пп	Массив, объект	Число анализов	Где выполнены анализы
1	Южносопчинский массив (нижняя зона)	19	Кольский центр коллективного пользования геохронологических и изотопно-геохимических исследований, Лаборатория физических методов исследования пород, руд и минералов ГИ КНЦ РАН
2	Южносопчинский массив (жильные тела) и жилы к востоку от оз. Морошечного	24	
3	Массив НКТ (нижняя злна)	65	
4	Массив НКТ, глыбы с ксенолитами на горе Кумужья и ксенолиты в коренном залегании	60	
5	Массив Сопча, Рудный Пласт 330 и тела-спутники	54	
6	Массив Сопча (восточная часть)	18	
7	Массив Сопча, ксенолит дунитов на северо-восточном склоне горы Сопча	7	
8	Массив Нюд-Поаз (нижняя часть разреза)	28	
9	Массив Нюд-Поаз (скважины №№ 1880 и 1882)	38	

Минералогические, петрографические исследования и аналитические работы выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра Российской академии наук (ГИ КНЦ РАН). Микрофотографии в проходящем и отраженном свете сделаны с помощью микроскопа AxioPlan (Carl Zeiss, Oberkochen, Германия) с цифровой камерой TopCam 16.0 MP.

Изучение морфологии минералов, визуализация в обратно-рассеянных электронах (BSE) и оценка химического состава проводились на: 1) полированных аншлифах или 2) полированных прозрачных шлифах или 3) искусственных полированных аншлифах – с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) LEO-1450 (Carl Zeiss, Oberkochen, Германия) с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (ЭДС) –ULTIMAX-100 (OXFORD Instruments, Оксфорд, Великобритания) с программным обеспечением Aztec 4.4 в Кольском центре коллективного пользования геохронологических и изотопно-геохимических исследований (ЦКП) и Лаборатории физических методов исследования горных пород, руд и минералов ГИ КНЦ РАН. Химический состав минералов главным образом изучался рентгеноспектральным методом с использованием электронно-зондового микроанализатора (Cameca MS-46, Париж, Франция) при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе зонда 30–40 нА. В качестве стандартов использовались: диопсид (Si, Ca), пироп (Mg, Al), лоренценит (Ti), гематит (Fe), хромит (Cr), синтетический $MnCO_3$ (Mn), синтетический ванадий (V), синтетический никель (Ni), синтетический ZnO (Zn), синтетический кобальт (Co). Пределы обнаружения электронно-зондового анализа (мас. %): Ca – 0.03, Mg – 0.1, Ni – 0.01, Al – 0.05, Si – 0.05, Mn – 0.01, Fe – 0.01, Zn – 0.01, Ti – 0.02, Cr – 0.02, и V – 0.02. В тех случаях, когда наблюдалась значительная

неоднородность зерен хромшпинелидов (признаки распада твердого раствора), анализ проводился с помощью широкого луча зонда (диаметр луча до 40 мкм) для получения среднего состава, который можно принять близким к первоначальному. Сравнение показывает для хромита и магнетита высокую сходимость результатов оценки химического состава с помощью ЭДС-анализатора ULTIMAX-100 и определения состава на микрозонде Cameca MS-46. Поэтому, кроме результатов микрозондового анализа, в таблицах и на графиках используются данные ЭДС.

Во всех случаях $\text{FeO}_{\text{общ}}$ пересчитывалось согласно стехиометрической формуле для получения формульных значений Fe^{+2} и Fe^{+3} . Исключение составляет образец М-8, для которого был проведен классический химический анализ мономинеральной фракции (аналитик Л. И. Константинова). Для ряда анализов высокотитанистых оксидных фаз из жильных пород Южносопчинского участка (табл. 4) данная система пересчета не является корректной, поскольку, возможно, такие фазы близки к титаномаггемиту. Однако в рамках данной работы подобных детальных исследований не проводилось.

Исследования выполнялись в рамках тем НИР 2019-2024 «Минерагенические основы поиска высоколиквидных и нетрадиционных полезных ископаемых в целях воспроизводства и развития минерально-сырьевой базы в Евро-Арктической зоне России» (АААА-А19-119100290147-7, FMEZ-2022-0026); 2024-2925 «Процессы рудообразования в месторождениях и проявлениях стратегического и высокотехнологичного сырья Кольского региона» (FMEZ-2024-0004). Помощь в полевых работах оказали Р. А. Гребнев, А. Н. Иванов, В. В. Пуха, О. В. Рундквист, Я. А. Рыбникова, А. Ю. Севостьянов, и А. В. Чернявский.

Авторы приносят благодарность официальным рецензентам – д.г.-м.н., профессору кафедры геологии и вулканологии МГУ А. А. Аriskину и член-корреспонденту РАН, главному научному сотруднику ИГЕМ РАН К. В. Лобанову, взявшим на себя труд ознакомиться с рукописью и сделавшим к ней ряд ценных замечаний. Авторы искренне признательны авторитетному специалисту в области изучения расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий, д.г.-м.н. В. Ф. Смолькину за плодотворную и содержательную дискуссию по материалам монографии, которая позволила уточнить и дополнить некоторые ее части. В обсуждении текста рукописи также приняли активное участие: д.г.-м.н., профессор кафедры минералогии МГУ Э. М. Спиридонов, зам. директора ГИ КНЦ РАН по научной работе, к.г.-м.н. А. В. Мокрушин, зав. лабораторией физических методов исследования пород руд и минералов ГИ КНЦ РАН, к.г.-м.н. Е. А. Селиванова, с.н.с. лаборатории комплексного анализа рудоносных систем ГИ КНЦ РАН, к.г.-м.н. Л. М. Лялина, в.н.с. лаборатории минерагении Арктики ГИ КНЦ РАН, к.г.-м.н. В. В. Чашин. Сделанные ими профессиональные комментарии и замечания позволили значительно улучшить нашу монографию, за что авторы приносят свою огромную благодарность.

Глава 1. Месторождения и проявления хрома Фенноскандинавского щита

В начале главы хотелось бы подчеркнуть один важный тезис. При многолетнем глубоком изучении такого сложного магматического тела как Мончегорский расслоенный ультрамафит-мафитовый комплекс, очень сложно вычленивать какую-то одну узкоспециальную тему, лежащую вне контекста спектра проблем его эволюции. Это в полной мере относится и к настоящей монографии – материалы, представленные авторами и касающиеся в основном характеристики аксессуарных хромшпинелидов, необходимо рассматривать как вспомогательный инструмент для понимания общих вопросов петро- и рудогенеза этой уникальной природной лаборатории. Авторы в течение длительного периода, с конца 1990-х гг., в рамках производственных (поисково-разведочные работы на ЭПГ) и научных проектов изучали вопросы геологического строения, петрографии, геохимии, геохронологии, минералогии и петрологии различных объектов в составе Мончегорского комплекса и его обрамления.

Исследования при первом знакомстве с комплексом касались отдельных массивов и их рудной минерализации. В фокус работ входили массивы Вурэчуйвенч, Мончетундровский, Южносопчинский (Войтехович и др., 2002; Grebnev et al., 2014; Rundkvist et al., 2016, 2018; Pripachkin et al., 2016; Karykowski et al., 2018 b и др.), НКТ, Сопча, Ньюд-Поаз (Рундквист и др., 2007, 2011 б; Припачкин, Рундквист, 2007; Рундквист, Припачкин, 2009; Karykowski et al., 2018a и др.), Габбро-10 (Pripachkin et al., 2016; Groshev et al., 2018; Грошев, Припачкин, 2018; Грошев и др., 2018 а, б и др.). Для выявления общей картины формирования Мончегорского комплекса в рамках процессов корообразования и постмагматических изменений, были также детально изучены геология, минералогия и геохимия пород так называемого «диоритового окна» – останца архейских пород фундамента, расположенного в центральной части интрузии (Pripachkin et al., 2020). Все эти исследования позволили перейти к обобщению различных данных и построению модели формирования Мончегорского комплекса в целом, включая расшифровку истории сульфидного насыщения в магме (Karykowski et al., 2018 a, b).

Последовательное изучение хромшпинелидов из различных частей разреза Мончегорского комплекса проводится авторами с 2010 года. Эти работы нацелены на разработку ключевых вопросов петрологии комплекса, поскольку хромшпинелиды являются признанными индикаторами условий формирования мафит-ультрамафитовых расслоенных массивов. Естественным образом, результаты этих работ уточнили детали геологического строения комплекса (Rundkvist, Pripachkin, 2021; Pripachkin et al., 2024). Важно обратить внимание на тот факт, что для таких массивов наличие аксессуарных хромшпинелей является весьма распространенным явлением, тогда как лишь в некоторых из них образуются месторождения хромита. Мончегорский комплекс как раз является примером такого «удачного» сочетания – в его породах широко развиты аксессуарные хромшпинелиды, а в пределах Дунитового блока находится Сопчеозерское хромитовое месторождение. В таких случаях, как справедливо указывает Г. С. Николаев (Николаев, 2024), исследователю всегда интересно ответить на вопрос – почему в одном месте образовались рудные хромитовые залежи, а в другом развиты преимущественно аксессуарные формы этого минерала?

Хромшпинелиды из пород Сопчеозерского месторождения являются на сегодняшний день достаточно хорошо изученными (Смолькин и др., 2004 а, в; Mokrushin, Smol'kin, 2021; Smol'kin, Mokrushin, 2022). Одним из важнейших результатов, изложенных в этих работах, признано установление отличий в составе «рудного хромита» и аксессуарного хромшпинелида, что может говорить о том, что обычное гравитационное осаждение кристаллов хромита не могло привести к образованию месторождения. Это лишний раз подчеркивает важность сравнительного изучения «рудных хромитов» и аксессуарных хромшпинелидов. Как мы покажем далее в материалах монографии, такие исследования могут способствовать решению некоторых существенных проблем петрологии Мончегорского комплекса, в частности, одной из ключевых – проблемы образования хромитоносного Дунитового блока. К тому же, строго говоря, приведенные в монографии авторские материалы, касаются не только аксессуарных хромшпинелидов. В изученных нами гарцбургитовых ксенолитах массива НКТ и некоторых жильных телах блока Верхний Нюд установлены породы с достаточно высокими содержаниями хромшпинелидов, включая жилы хромсодержащего магнетита.

Все вышеизложенное убеждает нас в необходимости начать вводную часть монографии с краткого обзора по хромитовым месторождениям и проявлениям Фенноскандинавского щита. На рубеже палеопротерозоя и архея здесь в два периода (2.53–2.48 и 2.45–2.43 млрд лет) сформировались расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии, часть из которых включают месторождения хрома (Alapieti et al., 1990; Смолькин и др., 2004 а, в; Смолькин, Ткачев, 2019). Расслоенные массивы с хромитовой минерализацией известны в Финляндии, Карелии и Кольском регионе. Наиболее экономически значимые из них показаны на схеме (рис. 1.1).

1.1. Финляндия и Карелия

В центральной и северной Финляндии хромшпинелиды содержатся во многих ультрамафит-мафитовых интрузиях, таких как Пеникат (Nuhma et al., 1990; Alapieti, Lahtinen, 2002), Койтелайнен (Mutanen, 1997; Mutanen, Nuhma, 2001), Аканваара (Mutanen, Nuhma, 2001), комплекс Койллисмаа (Alapieti, 1982; Alapieti, Lahtinen, 2002).

Самым главным месторождением Финляндии является Кеми (рис. 1.1). Это единственное разрабатываемое месторождение хрома в Евросоюзе. Оно связано с одноименной палеопротерозойской (2.44 млрд лет) расслоенной интрузией и расположено к северо-востоку от города Кеми на побережье Ботнического залива (Alapieti et al., 1989). Интрузия Кеми имеет линзовидную форму и простирается на 15 км в направлении юго-запад – северо-восток при ширине 0.2–2 км. Интрузия состоит из нижней ультраосновной и верхней габбровой частей. Слой хромитита, разбитый на несколько блоков, простирается по всей длине базальной части интрузии; его мощность варьирует от нескольких сантиметров на концах интрузии до 100 и более метров в центральной части, при этом средняя мощность составляет около 40 м в районе добычи. Хромитовая минерализация Кеми была обнаружена в 1959 г., а добыча руды началась в 1968 г. Подтвержденные запасы хромовой руды составляют более 50 млн тонн со средним содержанием Cr_2O_3 около 26 % и отношением хрома к железу 1.6–1.7. Дополнительные минеральные ресурсы,

которые были оценены на глубине 1 км составляют более 90 млн тонн при среднем содержании Cr_2O_3 около 29 % (Хромитовый рудник КЕМИ ... URL: <https://www.miningexpo.ru/articles/68>).

Главные хромитовые месторождения Карелии связаны с Бураковским расслоенным плутоном (рис. 1.1). Бураковский плутон локализован в Водлозерском блоке Карельской гранит-зеленокаменной провинции и является наиболее крупной расслоенной интрузией палеопротерозоя северо-восточной части Фенноскандинавского щита площадью около 720 км². Возраст циркона из габброноритов, по данным U-Pb изотопного датирования оценивается в 2449 ± 1.1 млн лет (Amelin et al., 1995). Бураковский плутон объединяет два самостоятельных и предположительно разновозрастных массива – Аганозерский и Шалозерско-Бураковский (Chistyakov et al., 1999, 2002; Чистяков и др., 2000).

Аганозерское месторождение в пределах одноименного массива, сложенного преимущественно ультраосновными породами, было открыто в 1984 г. Хромитовый горизонт мощностью до 5.5 м залегает в пределах центральной части Аганозерского массива и представлен чередованием хромититов, дунитов, перидотитов и пироксенитов (Геология медно-никелевых..., 1990; Мокрушин, 2005). Запасы хромовых руд месторождения составляют: по категории С₁ – 8.1 млн т, по категории С₂ – 18.5 млн т с содержанием Cr_2O_3 – 22.5 % (Николаев и др., 2021).



Рис. 1.1. Схема размещения главных хромитоносных массивов и месторождений хрома Фенноскандинавского щита

Шалозерское месторождение расположено в 1.5 км к юго-западу от Аганозерского месторождения, в восточной краевой части Шалозерского блока. Здесь выделяется Шалозерский хромитовый горизонт, который является полным

аналогом Главного хромитового горизонта Аганозерского месторождения, и залегает в кровле ультраосновной зоны на границе с породами пироксенитовой зоны. В 2006 г. по Шалозерскому хромитовому горизонту был выполнен подсчет запасов хромовых руд (Шашкин и др., 2006). Решением ТКЗ при Территориальном агентстве по недропользованию по Республике Карелия запасы хромовых руд участка Кукручей Шалозерского месторождения для открытой отработки утверждены по категории С₂ в количестве 1600 тыс. т с содержанием Cr₂O₃ 13.1 % (Николаев и др., 2021).

1.2. Кольский регион

В пределах Кольского региона месторождения и проявления хромитов известны в пределах массивов Нотозерского Серпентинитового пояса (далее – Серпентинитовый пояс), Умбареченско-Имандровского (или Имандровского) и Мончегорского расслоенных комплексов.

Ультрамафитовые интрузии Серпентинитового пояса залегают согласно среди архейских гранат-амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых гранито-гнейсов, диорито-гнейсов и амфиболитов (Виноградов, 1971; Мамонтов, Докучаева, 2005). В двух массивах пояса – Падос-тундра и Чапес-варака была обнаружена хромитовая минерализация. Геохронологические исследования последних лет показывают, что возраст пород массива Падос-тундра и его ритмично-расслоенной серии близок к возрасту палеопротерозойской рудно-магматической системы северо-восточной части Балтийского щита, длительно развивавшейся 2.53–2.40 млрд лет назад (Серов и др., 2018; Serov et al., 2020). Разведочные работы показали, что массив Падос-тундра на уровне современного эрозионного среза представлен вытянутым в северо-восточном направлении (65°) телом с моноклиналильным, преимущественно, северо-западным падением пластов пород (45–80°). Длина массива около 6 км, предполагаемая мощность от 1.5 до 2.1 км, площадь 13.41 км². По данным геофизических исследований, по направлению падения массив прослеживается на глубину более трех километров (Мамонтов, Докучаева, 2005). Бедные руды содержат 30–40 об. %, а богатые – 60–85 об. % хромита (Мамонтов, Докучаева, 2005). Эти авторы также указывают, что суммарные прогнозные ресурсы хромовой руды в массиве Падос-тундра по категории Р₁ составляют 2663 тыс. тонн.

В составе Умбареченско-Имандровского интрузивного комплекса по данным Ж.А. Федотова выделяются четыре массива: Умбареченский, Северный, Майявр-Девичья и Ягельный (Имандра-Варзугская..., 1982), а согласно более современным исследованиям (Чашин, Митрофанов, 2014; Чашин и др., 2015), таких массивов – девять: Прихибинский, Мончеполуострова, г. Сеяваренч, г. Ягельная, Оспе-Лувтуайвенч, Экостровский, Умбареченский и Большая Варака. Площадь выходов пород комплекса на дневную поверхность составляет 225 км², по данным U-Pb анализа циркона и бадделеита время его формирования оценивается в интервале 2442–2434 млн лет (Каталог..., 2002; Мокрушин, 2005). Как указано в работе (Чашин и др., 2015), возраст Имандровского комплекса по результатам датирования U-Pb методом по циркону варьирует в интервале 2437–2446 млн лет (Галимзянова и др., 1998; Баянова, 2004; Amelin et al., 1995). С этими данными согласуется Sm-Nd возраст пород массива Оспе-Лувтуайвенч, определенный в пределах 2445–2447 млн лет (Чашин и др., 2015).

Хромитовая минерализация приурочена к мезократовым габброидам в меланократовых норитах нижней расслоенной зоны, а также в габброноритах главной зоны (Мокрушин, 2005). Слои с вкрапленным оруденением известны во всех массивах кроме г. Ягельная, но наиболее промышленно интересным является массив Большая Варака (рис. 1.1), в котором сохранились фрагменты нижней расслоенной зоны с пластами хромититов (Мокрушин, 2005). В этой зоне выделены четыре рудных горизонта – Cr1, Cr2, Cr3, Cr4. Для возможной эксплуатации представляет интерес горизонт Cr2. Его мощность достаточно стабильна и составляет в среднем 0.84 м и он лучше других изучен горно-буровыми работами. Прогнозные ресурсы хромовых руд месторождения составляют по категории P₁ – 9.2 млн т с содержанием Cr₂O₃ 24 % (Николаев и др., 2021).

В пределах Умбареченско-Имандровского комплекса выделяется также Чернореченское рудопроявление, геологический разрез которого аналогичен разрезу месторождения Большая Варака. В разрезе нижней зоны установлены три горизонта хромовых руд, из которых наиболее выдержанным по мощности и содержанию Cr₂O₃ является горизонт Cr2. Его мощность изменяется от 1.0 до 1.4 м, содержание Cr₂O₃ – от 22.75 до 26.68 %. Прогнозные ресурсы рудопроявления оценены по категории P₁ в 2.73 млн т с содержанием Cr₂O₃ 24.36 % (Мельников и др., 2003; Николаев и др., 2021).

Сопчеозерское месторождение, приуроченное к Мончегорскому расслоенному комплексу, является наиболее значимым стратиформным хромитовым месторождением Кольского региона и будет рассмотрено в следующей главе.

Глава 2. Мончегорский расслоенный комплекс и Сопчеозерское месторождение хрома

2.1. Общие сведения

История и содержание понятия Мончегорский расслоенный комплекс (или Мончегорский комплекс) достаточно подробно разобраны нами в статьях (Rundkvist, Pripachkin, 2021; Pripachkin et al., 2024). В данной монографии мы, как и некоторые авторы ранее (Шарков, 1971, 1980, 2006; Соколова, 1976; Чашин, Митрофанов, 2014; Chashchin et al., 2016; Pripachkin et al., 2020; Rundkvist, Pripachkin, 2021), считаем наиболее оптимальным объединять в Мончегорский комплекс два объекта: Мончегорский расслоенный плутон (или Мончеплутон) и непосредственно контактирующую с ним Мончетундровскую интрузию (рис. 2.1).

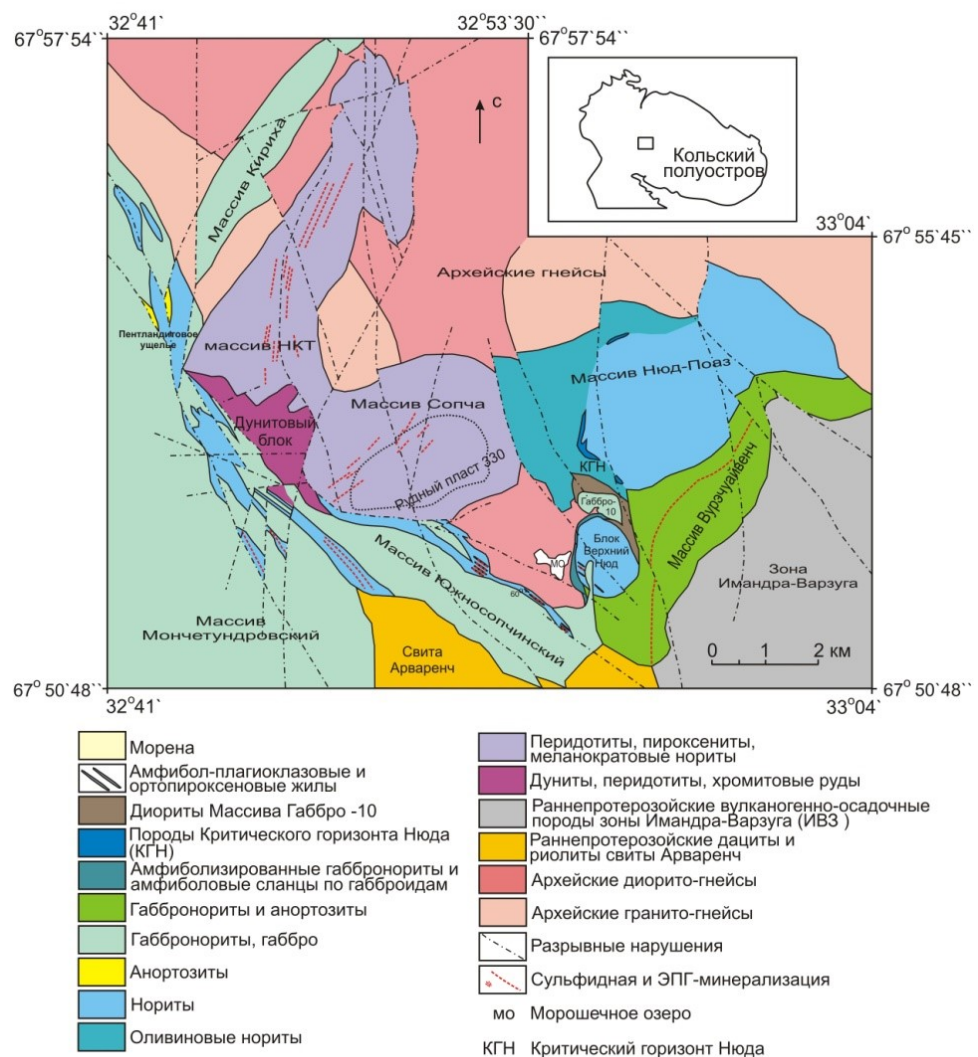


Рис. 2.1. Схема геологического строения Мончегорского комплекса

Хотя обе интрузии формировались в достаточно узком временном интервале – от 2497 ± 3 до 2501 ± 8 млн лет (Баянова, 2004; Смолькин и др., 2004 а); они имеют сложные взаимоотношения, отражающие последовательность основных магматических событий (Prirachkin et al., 2016, 2020), а также подверглись интенсивной постмагматической тектонической трансформации. Поэтому далее мы рассмотрим сводные геологические разрезы Мончеплутона и Мончетундровской интрузии отдельно. Однако, по мнению ряда геологов (см. ниже), некоторые единицы в принятой стратиграфии Мончеплутона могут быть отнесены к Мончетундровской интрузии.

Мончетундровская интрузия является восточной частью самого крупного комплекса основных пород Кольского полуострова – массива Главного хребта (Нерович и др., 2009). Интрузия имеет лополитоподобную форму, в плане образуя вытянутый в северо-западном направлении овал протяженностью около 30 км, шириной 2–6 км и общей площадью около 120 км² (рис. 2.1). С востока и юго-востока она отделена от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов, с запада ограничена Витегубско-Сейдозерским разломом. При общем юго-западном погружении в ее центральной части наблюдается субгоризонтальное залегание расслоенности и трахитоидности с падением к осевой части структуры. Максимальная мощность общего вертикального разреза Мончетундровской интрузии превышает 2 км (Нерович и др., 2009).

В разрезе интрузии по результатам глубокого бурения (скважины 765 и М-1) выделено от двух до трех зон (Смолькин и др., 2004 б; Нерович и др., 2009). Согласно (Нерович и др., 2009), в состав этих зон входят следующие породы: нижняя зона — плагиопироксениты, плагиоперидотиты, нориты, оливиновые нориты, перидотиты, оливиниты (ультрамафитовые тела); средняя зона — в основном среднезернистые трахитоидные габбронориты; верхняя зона — массивные крупнозернистые габбронориты, лейкогаббро и габбро-анортозиты. С нижней зоной Мончетундровской интрузии связано месторождение ЭПГ Лойпишнюн (Назимова, Райан, 2009; Чашин, Митрофанов, 2014; Чашин и др., 2018).

Мончеплутон площадью около 55 км² состоит из двух ветвей: 1) – ветвь северо-северо-восточного простирания протяженностью 7 км (Smol'kin, Mokrushin, 2022), включающая горы Ниттис, Кумужья и Травяная, которые образуют массив НКТ (гарцбургиты, пироксениты и меланократовые нориты); 2) – ветвь простирания восток–северо–восток протяженностью 9 км (Smol'kin, Mokrushin, 2022), включающая массивы Сопча, Нюд-Поаз и Вурэчуайвенч (пироксениты, нориты, габбронориты и анортозиты). По данным бурения, каждая из камер имеет форму симметричной мульды с падением крыльев от 20 до 40°; обе камеры наклонены на юго-запад, где в районе Дунитового блока предполагалось наличие подводящего канала Мончеплутона (Козлов и др., 1967; Смолькин и др., 2004 а).

Дунитовый блок с Сопчеозерским месторождением хромитов расположен между массивами НКТ и Сопча (рис. 2.1). Положение Дунитового блока в разрезе Мончегорского комплекса остается спорным. Многие геологи рассматривали его как гигантский ксенолит, т. е. раннюю фазу, которая предшествовала формированию большинства пород Мончеплутона; они предполагали наличие дунитовых ксенолитов в подстилающих норитах и плагиоклазовых ортопироксенитах (Козлов, 1973; Докучаева, 1978; Neradovsky et al., 1997). Некоторые исследователи даже считали, что породы Дунитового

блока принадлежат к Мончетундровской интрузии (Sharkov, Chistyakov, 2014). Однако в работе (Смолькин и др., 2004 а, в) обосновывалось, что Дунитовый блок является постоянным членом разреза Мончеплутона и представляет не раннюю, а вторую фазу, сформировавшуюся после массива НКТ (Smol'kin, Mokrushin, 2022).

Обобщенная стратиграфическая колонка Мончеплутона демонстрирует закономерную смену пород снизу вверх от гарцбургитов до габбро-анортозитов (Smol'kin, Mokrushin, 2022). Повторение горизонтов с оливиновыми породами в разрезе Мончеплутона (Рудный Пласт 330 массива Сопча и породы, вмещающие Критический горизонт массива Нюд-Поаз) связывают с дополнительными импульсами магматического вещества (Конников, Орсов, 1991; Шарков, Богатиков, 1998; Смолькин и др., 2004 а; Шарков, Чистяков, 2014; Chashchin et al., 2016; Чашин, Иванченко, 2022; Smol'kin, Mokrushin, 2022; Chashchin, Petrov, 2023; Chashchin, Sergeev, 2023; Chashchin et al., 2025). Общая мощность массива НКТ (Северная камера) варьирует от 200–300 до 800–1000 м, Южной камеры – от 300–400 до 600–800 м (Смолькин и др., 2004а; Smol'kin, Mokrushin, 2022).

Разные части разреза Мончеплутона содержат разные типы сульфидной Cu–Ni–ЭПГ минерализации: контактовую, жильную и рифовую. Потенциал контактового оруденения Мончеплутона пока до конца не ясен, а наиболее богатые жильные Cu–Ni руды массива НКТ были отработаны к началу 1970-х годов. Основной ЭПГ-содержащий объект – месторождение рифового типа Вурэчуайвенч (рис. 2.1) был поставлен на Государственный баланс запасов в 2009 г. (Иванченко, Давыдов, 2009), но его разработка до сих пор не начата. Наконец, с массивом Габбро-10 связана непромышленная Fe–Ti–V минерализация (рис. 2.1). Вопрос о принадлежности массива Габбро-10 к Мончеплутону является спорным (Смолькин и др., 2004 а; Грошев и др., 2018 а, б; Pripachkin et al., 2016, 2020). В частности, существует мнение, что он может представлять собой фазу Мончетундровской интрузии (Pripachkin et al., 2016). Некоторые исследователи также полагают, что к этой фазе могут принадлежать и породы массива Вурэчуайвенч (Karykowski et al., 2018 b).

Таким образом, Мончегорский комплекс в данной трактовке (Мончеплутон и Мончетундровская интрузия) представляет собой достаточно крупное полифазное образование площадью около 180 км². Он характеризуется сложным геологическим строением, особенно в зоне контакта Мончетундровской интрузии и Мончеплутона. Как уже говорилось выше, принадлежность некоторых образований (таких как Дунитовый блок, массивы Габбро-10 и Вурэчуайвенч) к той или иной интрузии до сих пор остается предметом дискуссии. Кроме того, контакт Мончетундровской интрузии и Мончеплутона осложнен наличием мощной тектонической зоны Мончетундровского разлома. Поэтому при построении сводных разрезов также необходимо учитывать тот факт, что в них могут быть представлены тектонические блоки, принадлежащие разным интрузиям. Такая картина, например, наблюдается на участке Пентландитовый ручей, в котором фиксируется тектонический коллаж из пород обеих интрузий и архейского фундамента (Pripachkin et al., 2024).

Важно подчеркнуть, что Мончегорский комплекс содержит комплексную Cu–Ni–ЭПГ и Fe–Ti–V минерализацию, что вкупе с развитой инфраструктурой района делает данный объект экономически перспективным. Безусловно, это также относится и к его хромитовой минерализации.

2.2. Сопчеозерское месторождение хрома

2.2.1. История открытия и изучения

В 1940–1950-е годы при поиске сульфидных Cu-Ni руд в керне скважин юго-западной части Мончеплутона была выявлена хромитовая минерализация, которая не была детально изучена, за исключением опробования рудного интервала скважины 1031, пробуренной в 1957 г. К сожалению, в тот период приоритетным считалось именно «медно-никелевое направление» исследований, а потенциал Мончеплутона на хромовые руды вплоть до 1970-х годов считался невысоким. Тем не менее, В.С. Докучаева впервые предположила, что промышленные концентрации хрома могут быть обнаружены в Дунитовом блоке, основываясь на сравнении составов рудного хромита Мончеплутона и хромита уральских месторождений (Докучаева, 1978).

Но только почти 15 лет спустя, в 1992 г. геологи Центрально-Кольской экспедиции (ныне – АО ЦКЭ) В. В. Шолохнев и Г. Ф. Бакаев выполнили общепроисковые работы на хром на перспективных площадях по контракту с ОАО «Комбинат Североникель». Опираясь на полученные результаты в 1994 г. руководство ГМК «Норильский никель» приняло решение о возобновлении геологоразведочных работ на хромовые руды в районе Мончегорска с использованием мощностей комбината «Североникель». В результате было открыто и впоследствии изучено стратиформное Сопчеозерское месторождение хромита (Смолькин и др., 2004 а, в; Мокрушин, 2005; Чашин, Митрофанов, 2014 и др.). В 1995–1999 гг. на месторождении были проведены поисковые и поисково-оценочные (Дедюхин и др., 2000), а в 1999–2002 гг. – оценочные и разведочные работы (Дедюхин и др., 2005).

В 1995–1996 гг. геологоразведочные работы показали, что месторождение имеет 8.7 млн тонн запасов и 12 млн тонн ресурсов при бортовом содержании Cr_2O_3 10 мас. % и среднем содержании в руде 23.1 %. Всего на месторождении было пробурено 102 скважины (17.9 тыс. пог. м), в том числе 54 скважины, вскрывшие рудную залежь (Mokrushin, Smol'kin, 2021). По состоянию на 01.01.2005 г. ГКЗ утвердила запасы хромовых руд на месторождении Сопчеозерское: по категории В+С₁ – 4808338 т с содержанием Cr_2O_3 25.68 %, по категории С₂ – 4706363 т с содержанием Cr_2O_3 22.65 %, по категории В+С₁+С₂ – 9514701 т с содержанием Cr_2O_3 24.18 % (Николаев и др., 2021). Для руд месторождения разработана трехстадийная схема обогащения с получением концентратов с содержанием Cr_2O_3 45 и 50 %. Все сорта удовлетворяют техническим условиям производства феррохрома и высококачественных огнеупоров (Ракаев и др., 2000).

С 1998 по 2004 гг. проводились также исследования по изучению геологии и геохронологии месторождения и всего Мончеплутона. Работы выполнялись совместно с геологами ОАО «Комбинат Североникель», Геологического института КНИЦ РАН, Горного института КНИЦ РАН и АО «Институт Гипроникель» (г. Санкт-Петербург) (Чашин и др., 1999; Смолькин и др., 2004 в; Мокрушин, 2005). Геохронологические данные по породам Сопчеозерского месторождения были позднее приведены в работе (Чашин, Баянова, 2021).

В результате комплексных исследований было установлено, что при средневзвешенном содержании Cr_2O_3 в рудном пласте 23–24 %, содержание в



Рис. 2.2. А – отвалы карьера Сопчеозерского хромового месторождения. В глыбах – тонкая расслоенность рудного тела (слои хромититов в дуните); Б – слои хромититов в дуните, видны резкие нижние границы хромититовых слоев; В – микросброс по трещине – смещение хромититовых слоев под воздействием поздних тектонических подвижек

нем распределено неравномерно. В северо-западной части месторождения выделяется «струя» богатых руд с содержанием Cr_2O_3 более 30 %. В юго-восточной части месторождения отмечается слабо выраженная поперечная «струя» с содержанием Cr_2O_3 25–30 % (Смолькин и др., 2004 в; Мокрушин, 2005; Чашин, Митрофанов, 2014). Однако, несмотря на такие значения, содержания Cr_2O_3 оказались значительно ниже, чем в рудах некоторых аналогичных месторождений мира (в частности, среднее содержание Cr_2O_3 в хромитах Зимбабве составляет 41 %, в хромитах ЮАР – 37 %) и России (Мокрушин, 2005; Rundkvist, Pripachkin, 2021). Это, в совокупности с небольшими запасами, могло стать причиной быстрого прекращения разработки месторождения, начатой и законченной в 1999 г. Отметим, что аналогичные объекты (но с более существенными запасами) успешно разрабатываются за рубежом, например, месторождение Кеми в Финляндии со средним содержанием Cr_2O_3 в рудах чуть более 26 % (Alapieti et al., 1989). В

настоящее время карьер Сопчеозерского месторождения заполнен водой, а главное рудное тело недоступно для изучения. Тем не менее возможен отбор образцов из отвалов, сохранившихся у подножия горы Ниттис (рис. 2.2). В последнее время изучение уникального объекта включает использование современных методик, таких как оценка распределения кристаллов по размеру (CSD – crystal size distribution) и типизация форм распределения кристаллов по размерам в составе кумулатов (Соболев, 2025).

2.2.2. Геологическое строение и состав руд

Сопчеозерское месторождение расположено в юго-западной части Мончегорского комплекса в пределах Дунитового блока северо-западного простирания размером 1500×3000 м. На юго-западе Дунитовый блок ограничен Мончетундровским разломом. С юго-востока дуниты ограничены меридиональным разломом (см. рис. 2.1) (Николаев и др., 2021).

На месторождении проявлена латеральная зональность, которая выражается в повышении содержания интеркумулусных минералов (ортопироксена и плагиоклаза) во вмещающих породах от центральной части месторождения к его флангам. Это обуславливает переход от дунитов в юго-восточной части месторождения к плагиодунитам и плагиогарцбургитам в северо-западном направлении (Смолькин и др., 2004 в; Mokrushin, Smol'kin, 2021).

Структура месторождения осложнена серией разрывных нарушений, которые разбивают дуниты на несколько тектонических блоков с амплитудой смещения от нескольких до первых сотен метров. На севере и востоке дуниты граничат с ортопироксенитами и гарцбургитами интрузии Ниттис, на юго-западе по разлому – с габбро и габброноритами Мончетундровского массива. Мощность дунитов нарастает по направлению к разлому от 0–100 до 700 м. Ниже дунитов залегают нориты мощностью от 25 до 65 м, под ними ортопироксениты мощностью 400–600 м, еще ниже вскрыты гарцбургиты. Контакт дунитов с нижележащими породами резкий с падением 15–20 ° на юго-запад (Николаев и др., 2021).

Сопчеозерское месторождение представляет собой пологопадающую линзовидно-пластовую залежь хромититов, проекция которой в плане имеет вид полосы длиной 1100 и шириной от 160 до 220–240 м. Залежь имеет юго-западное падение под углами 20–30°. Вертикальная мощность в верхней части залежи составляет 3–10 м, на глубине – 30–34 м. По разлому северо-восточное крыло залежи было поднято и эродировано. Глубина залегания хромититов от 10.5 м в северо-западной части до 309 м на юго-востоке. Залежь представляет собой линзовидно-слоистое чередование богатых, рядовых и бедных руд с отсутствием корреляции даже между соседними скважинами. Руды обладают массивной, пятнистой, полосчатой и пятнисто-полосчатой текстурой (Николаев и др., 2021) (рис. 2.3 – 2.4).

По данным А. В. Мокрушина и В. Ф. Смолькина, содержание Cr₂O₃ в богатых, рядовых и бедных рудах Сопчеозерского месторождения составляет >30, 10–30 и 10.6 мас. % соответственно. Здесь выделяются два типа зональности рудных слоев: нормальная, с богатыми рудами, залегающими в центральной части рудного слоя, и асимметричная, с богатыми рудами в лежащем фланге. Руды представлены редковкрапленными, вкрапленными, густовкрапленными, сидеронитовыми и массивными типами (Mokrushin, Smol'kin, 2021).

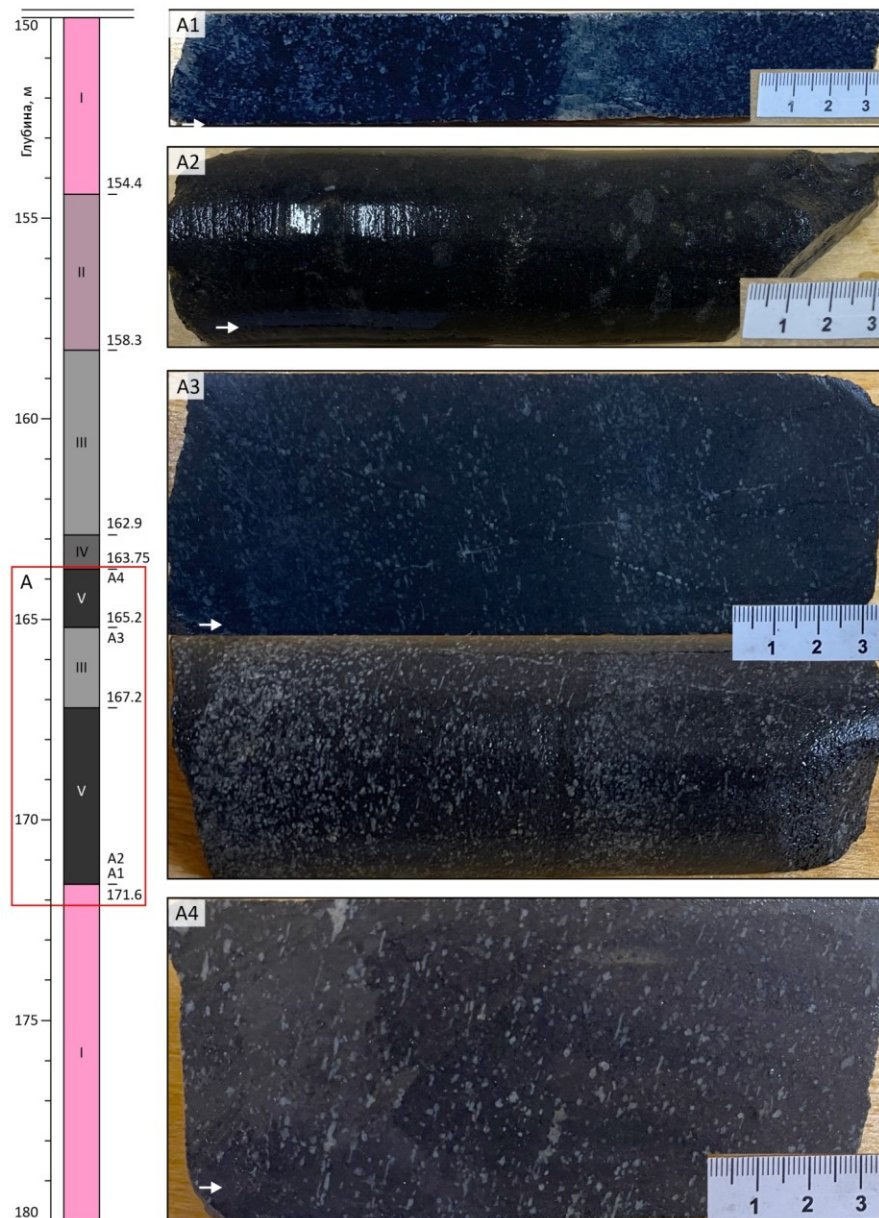


Рис. 2.3. Геологическая колонка и фотографии (A1–A4) хромитовых руд Сопчезерского месторождения по скважине М-20. Римские цифры: I – дуниты, II – дуниты с хромитовой вкрапленностью (<10 % Chr), III – чередование убоговкрапленных и вкрапленных руд (30–60 % Chr), IV – чередование убоговкрапленных и сплошных руд (30–80 % Chr), V – чередование вкрапленных и сплошных руд (65–90 % Chr) соответственно. A1 – нижний контакт рудной зоны. A2 – сплошная хромитовая руда, пойкилитовая. A3 – вкрапленная полосчатая руда. A4 – сплошная хромитовая руда, трахитоидная. Стрелка указывает направление увеличения глубины.
Chr – хромит

Отношение Cr_2O_3/FeO' возрастает от убогой руды к густовкрапленной с 2.0 до 3.4. Главными минералами руд являются оливин и хромит (размер зерен 0.05–1.2 мм), они составляют до 90–95 %, второстепенные минералы (5–10 %): ортопироксен, серпентины, хлорит, карбонат, тальк, амфиболы, плагиоклаз, магнетит, ильменит (рис. 2.4). Выделяются две разновидности хромитовых руд, отличающихся по составу силикатной части: форстерит-хромитовые и серпентин-хромитовые. Сульфиды являются постоянной примесью в серпентинизированных хромитовых рудах. Их количество составляет не более 0.1–0.5 %. Они присутствуют в виде тонкой (<0.2 мм) пылевидной вкрапленности в серпентиновых агрегатах. По составу выделяются: хизлеудит, пентландит, изредка пирротин, халькопирит. В некоторых образцах в ассоциации с сульфидами отмечалась самородная медь. ЭПГ в хромитовых рудах имеют осмий-рутенивую специализацию (наиболее распространен лаурит), их средние содержания составляют (г/т): Os – 0.26; Ru – 0.06 (0.02–0.24); Ir, Pt, Pd, Au — все по 0.005; Ag – 0.42 (Николаев и др., 2021).

Как отмечается в работе (Mokrushin, Smol'kin, 2021), основная рудная фаза представлена хромитом и магнезиохромитом (по А. В. Мокрушину и В. Ф. Смолькину – магнохромитом и магноальюмохромитом), содержащим примесь Ti, Mn, V, Zn, Ni, и ассоциирована с высокомагнезиальным оливином (96–98 Fo), богатым Ni (0.4–1.1 мас. %). Необходимо подчеркнуть, что во всех производственных отчетах и во многих научных публикациях рудная минеральная фаза месторождения именуется «хромитом». Однако, согласно современной классификации (Bosi et al., 2019), в большинстве случаев эта фаза представлена магнезиохромитом (см. раздел 2.2.4).

2.2.3. Петролого-генетические аспекты

Данные вопросы досаточно полно рассмотрены в работах (Смолькин и др., 2004 а, в; Mokrushin, Smol'kin, 2021; Smol'kin, Mokrushin, 2022). Как утверждают их авторы, по своему типу Сопчеозерское месторождение относится к стратиформным раннемагматическим месторождениям, типичным для палеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Фенноскандинавского щита. U-Pb возраст его образования (2500 ± 10 млн лет) соответствует возрастным границам всего плутона (2507–2496 млн лет). Минералого-геохимические исследования позволили А. В. Мокрушину и В. Ф. Смолькину сделать выводы о низком содержании S и низкой летучести кислорода в образовавшем его магматическом расплаве. По их мнению, сосуществующие пары хромшпинель-оливин кристаллизовались при температурах от 1258 до 1163° С, причем акцессорные хромшпинелиды кристаллизовались при относительно низких температурах, а рудные хромиты – при более высоких (Mokrushin, Smol'kin, 2021).

Как указано в статье (Mokrushin, Smol'kin, 2021) дуниты и руды месторождения отличаются широким распространением пластических деформаций типа трансляционного скольжения в оливине, а также в ортопироксене и хромите, возникших на посткристаллизационной фазе в условиях высокой температуры (выше 400° С) и общего давления (5 кбар). Авторы также отмечают, что пластические деформации наиболее распространены вблизи и на контакте дунитов с рудными слоями и реже непосредственно в самих слоях. Породы и руды месторождения пересекаются

одновозрастными дайками основных пород, которые, по мнению авторов, внедрили на позднем этапе развития Мончеплутона, заполнив контракционные трещины остаточным расплавом (Mokrushin, Smol'kin, 2021).

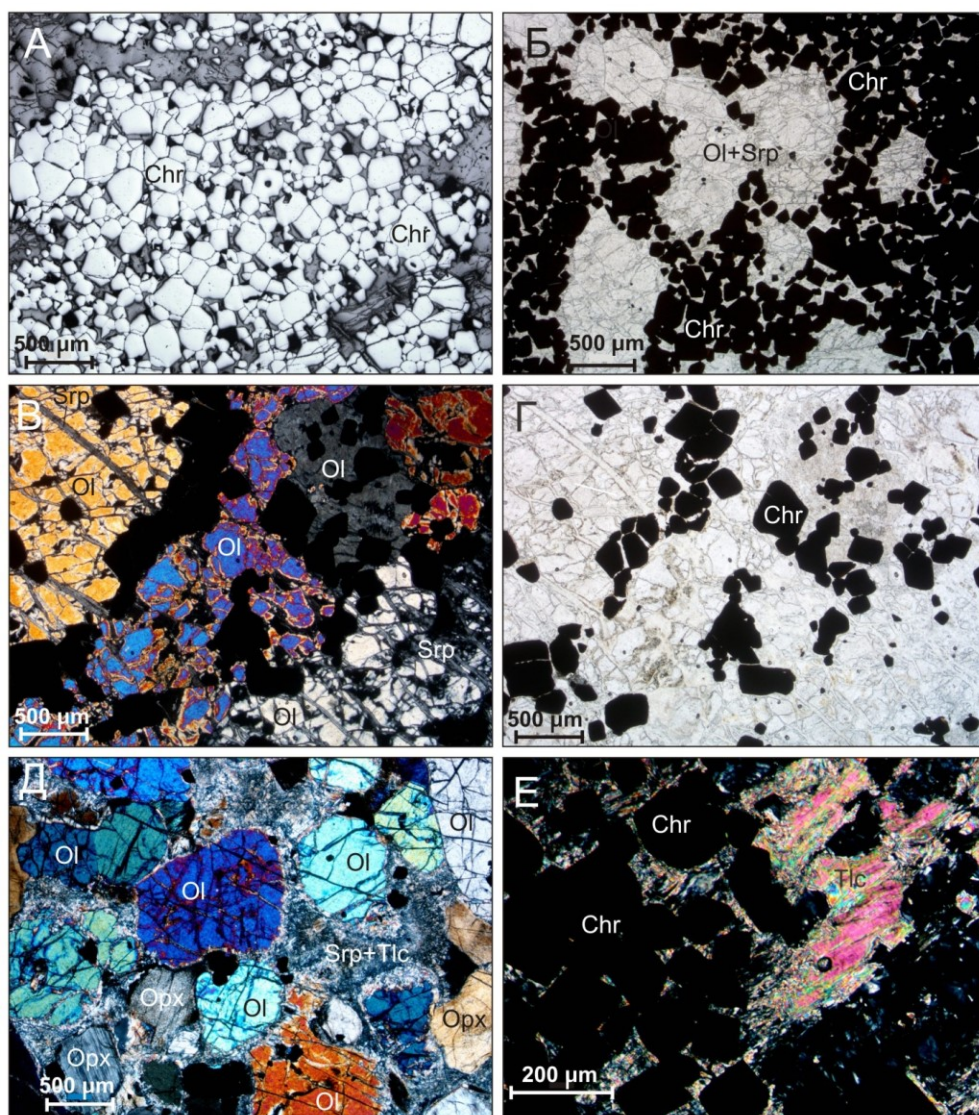


Рис. 2.4. Руды и породы Сопчеозерского месторождения. А – богатая руда, обр. Соп-6-18, фото полированного аншлифа; Б – густовкрапленная руда, обр. Соп-5-18, фото шлифа, без анализатора; В – вкрапленная руда, зерна оливина рассечены шнурами серпентина, обр. Соп-4-18, фото шлифа, николи скрещены; Г – то же, без анализатора; Д – редкая магнезиохромитовая вкрапленность в ортопироксеновом дуните, обр. Соп-18-3, фото шлифа, николи скрещены; Е – оталькованная густовкрапленная руда, обр. Соп-7-18б, фото шлифа, николи скрещены. Chr – магнезиохромит, Ol – оливин, Srp – серпентин, Tlc – тальк

На постмагматическом свекофеннском этапе (1.84 млрд лет) (Sharkov et al., 2006) месторождение совместно с Мончеплутоном подверглось разнообразным тектоническим деформациям. Как отмечают А. В. Мокрушин и В. Ф. Смолькин, в результате оно было разделено на блоки, часть из которых была разрушена эрозией. Тектонические деформации также ответственны за локальные изменения в породах, т. е. серпентинизацию, хлоритизацию, амфиболизацию и оталькование, а также замещение рудной фазы магнетитом (Mokrushin, Smol'kin, 2021).

Если генетическая классификация Сопчеозерского месторождения и принадлежность его к стратиформным месторождениям не вызывает сомнений, то механизм формирования месторождения и Дунитового блока в целом остается одним из дискуссионных вопросов. В обобщенном разрезе Мончеплутона, согласно данным статьи (Smol'kin, Mokrushin, 2022) Дунитовый блок стратиграфически залегает на границе зоны переслаивания перидотитов и пироксенитов и пироксенитовой зоны. Согласно модели (Smol'kin, Mokrushin, 2022) Дунитовый блок сформировался в результате инъекции примитивной магмы, кристаллизовавшейся в виде одной из циклических единиц Мончегорского комплекса. Хромитовое оруденение в рамках этой модели интерпретируется как кумулат, образованный на ранних стадиях фракционирования (Smol'kin, Mokrushin, 2022). Ниже рассмотрен состав хромшпинелидов Сопчеозерского месторождения и вмещающих пород.

2.2.4. Состав хромшпинелидов Сопчеозерского месторождения, вмещающих пород и Мончетундровской интрузии

Наличие достаточно больших выборок данных по составу хромшпинелидов Сопчеозерского месторождения позволило рассмотреть частоту встречаемости формульных количеств (к.ф. или в зарубежной литературе apfu (atoms per formula unit)) отдельных элементов в хромитах различных типов руд и во вмещающих породах (рис. 2.5). Первичные данные по составу хромшпинелидов из сплошных, богатых и вкрапленных руд и из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения взяты из (Дедюхин и др., 2000, 2005; Pripachkin et al., 2024). В группы сплошных и богатых руд вошли данные, поименованные так в первоисточнике. В группу вкрапленных руд вошли данные, отнесенные в первоисточнике как к густовкрапленным, так и к вкрапленным, и к бедным вкрапленным рудам. На графиках также нанесены данные из (Chistyakova et al., 2015). На рис. 2.5 указано количество данных в отдельных группах (n). Величина частоты показывает распределение данных по разрядам, приведенное к 100 %.

В магнезиохромитах из сплошных и богатых руд количество Mg (apfu) колеблется от 0.54 до 0.81, чаще всего в диапазоне от 0.60 до 0.75. Соответственно, количество Fe^{2+} (apfu) варьирует от 0.22 до 0.47. В большинстве случаев рудная фаза Сопчеозерского месторождения представляет собой магнезиохромит по (Bosi et al., 2019). Однако здесь и далее при характеристике руд в ряде случаев используется термин «хромит», как это было принято в цитируемых работах. Магнезиохромит вкрапленных руд частично соответствует по магнезиальности магнезиохромиту из сплошных и богатых руд, но распространены и менее магнезиальные разновидности. Хромит вмещающих пород значительно менее магнезиален по сравнению с магнезиохромитом из всех типов руд (0.08–0.48 apfu) (рис. 2.5 А, Б).

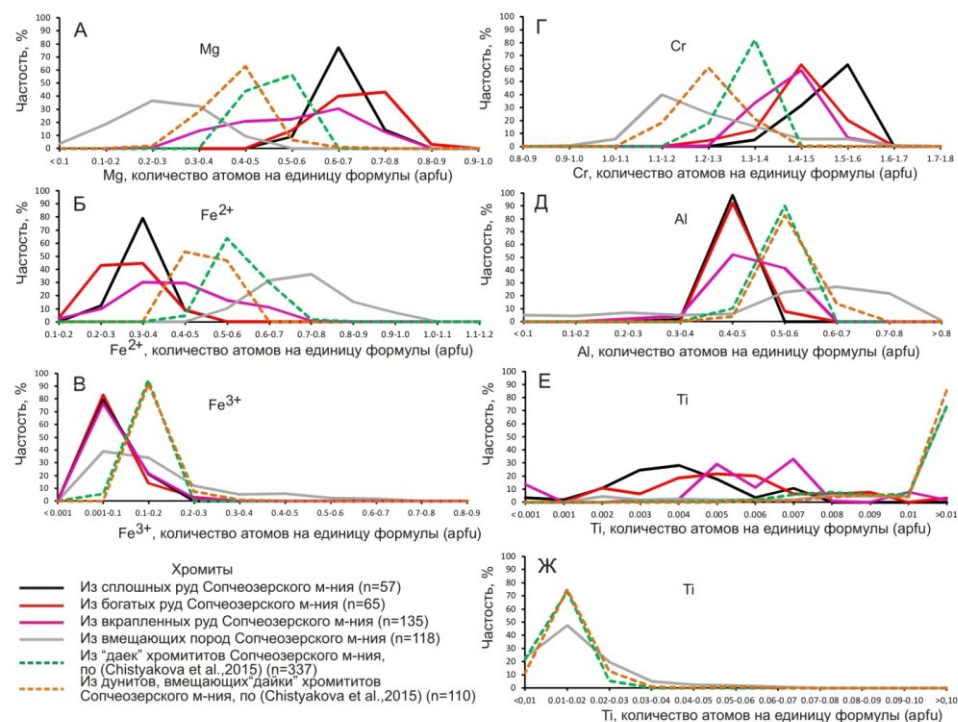


Рис. 2.5. Распределение элементов: А – Mg, Б – Fe²⁺, В – Fe³⁺, Г – Cr, Д – Al, Е, Ж – Ti (количество атомов на единицу формулы) в магнетитохромите и хромите из руд и пород Сопчеозерского месторождения

Количество Cr (arfu) максимальное в магнетитохромите из сплошных руд (1.41–1.57), немного ниже в магнетитохромите из богатых и вкрапленных руд (1.33–1.56). В разнородной группе хромита из вмещающих пород наиболее распространен хромит с содержанием Cr 1.1–1.3 arfu (рис. 2.5 Г). Количество Al (arfu) минимально в магнетитохромите из сплошных (0.40–0.49) и богатых (0.42–0.49) руд, немного выше в магнетитохромите из вкрапленных руд (0.41–0.60). Среди хромитов из вмещающих пород широко распространены более глиноземистые разновидности (0.51–0.79) по сравнению со всеми типами руд (рис. 2.5 Д). Количество Fe³⁺ (arfu) в хромите и магнетитохромите всех типов пород и руд очень низкое (0.001–0.26) и лишь немного повышается в некоторых хромитах из вмещающих пород (до 0.5) (рис. 2.5 В).

Титан – постоянная примесь в магнетитохромите Сопчеозерского месторождения, однако по его содержанию руды резко отличаются от вмещающих пород. Поэтому на рис. 2.5 приведены два графика: на верхнем графике (рис. 2.5 Е) нанесено распределение Ti (arfu) в магнетитохромите трех типов руд. График показывает, что количество Ti (arfu) в магнетитохромите из руд колеблется в пределах 0.002–0.007 и не превышает 0.01. Нижний график (рис. 2.5 Ж) показывает, что количество Ti (arfu) в хромите вмещающих пород значительно выше, чем в магнетитохромите всех трех типов руд и максимум приходится на 0.01–0.02 (arfu).

Отдельно рассмотрим данные, приведенные в (Chistyakova et al., 2015) и нанесенные на графиках (рис. 2.5). С. Ю. Чистякова и соавторы характеризуют маломощные секущие тела хромитов, встречающиеся в периферических частях Сопчеозерского месторождения, как дайки, которые могут рассматриваться как подводящие каналы.

Авторы работы приводят большое количество данных о составе хромита из секущих тел хромитов и из дунитов, в которых они залегают. Как показывают графики распределения (рис. 2.5) обе выборки очень однородны. Хромит из секущих тел хромитов, а также и хромит из вмещающих дунитов, судя по графикам распределения, соответствуют низкомагнезиальным, низкохромистым, высокоглиноземистым хромитам вкрапленных руд, содержащим повышенные количества Fe^{3+} и Ti. А. В. Мокрушиным и В. Ф. Смолькиным (Mokrushin, Smol'kin, 2021) было показано, что жильные тела такого типа являются наиболее поздними образованиями в пределах Сопчеозерского месторождения, возникшими в процессе поздних тектонических подвижек и сопутствующей перекристаллизации хромита.

В целом следует отметить, что магнезиохромит сплошных и богатых руд и большей части вкрапленных руд характеризуется высокой магнезиальностью и высокой хромистостью, низкой глиноземистостью и низкой титанистостью по сравнению с хромитом из вмещающих пород. Содержание трехвалентного железа в магнезиохромите из всех типов руд и в большинстве хромита вмещающих пород Сопчеозерского месторождения исключительно низкое, не превышающее 0.3 (арфу).

Главные черты химического состава магнезиохромита из руд Сопчеозерского месторождения, хромита из вмещающих пород и из пород Мончетундровской интрузии отражены на диаграммах (рис. 2.6). Сплошные, богатые и вкрапленные руды на этих диаграммах объединены. Диаграмма Al–Cr– Fe^{3+} дана в двух вариантах: полная (рис. 2.6 А) и ее увеличенный фрагмент (рис. 2.6 Б). Точки составов магнезиохромита Сопчеозерского месторождения формируют достаточно компактное поле, приближенное к вершине Cr. Хромит из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения характеризуется меньшей хромистостью, как и хромит из пород Мончетундровской интрузии. Точки составов хромита из хромитонесных даек, исследованные в работе (Chistyakova et al., 2015), формируют на диаграмме Al–Cr– Fe^{3+} (рис. 2.6 Б) очень компактное поле в области переходной от руд к вмещающим породам. Диаграмма $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs Ti (рис. 2.6 Д) отчетливо показывает, что хромит из даек значительно обогащен Ti по сравнению с рудами Сопчеозерского месторождения, что подтверждает упомянутый выше вывод, сделанный в работе (Mokrushin, Smol'kin, 2021).

На диаграмме $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs Cr/(Cr+Al) (рис. 2.6 В) намечаются два эволюционных тренда состава хромшпинелидов – субгоризонтальный, образованный полями точек составов магнезиохромита Сопчеозерского месторождения и хромита вмещающих пород, относящихся к Дунитовому блоку и субвертикальный, где располагаются точки хромита из вмещающих пород, принадлежащих к массиву НКТ и Мончетундровской интрузии и из пород участка Пентландитовое ущелье. Точки состава хромита из пород Мончетундровской интрузии формируют достаточно определенное поле, отвечающее наиболее глиноземистым разностям хромита, принадлежащих к субвертикальному тренду. Диаграмма $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs Cr/(Cr+Al) показывает, что группа «хромиты из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения»

неоднородна. На ней точки состава хромита распределены как в поле хромита из Дунитового блока, так и в области субвертикального тренда, где, как это будет показано в следующих главах, размещаются точки составов хромита массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ). Неоднородность состава хромита из вмещающих пород видна и на приведенных выше графиках распределения отдельных элементов (рис. 2.5), где кривые частоты для хромита из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения сильно растянуты по горизонтальным осям и на ряде графиков намечается два максимума (рис. 2.5 А, Б, В).

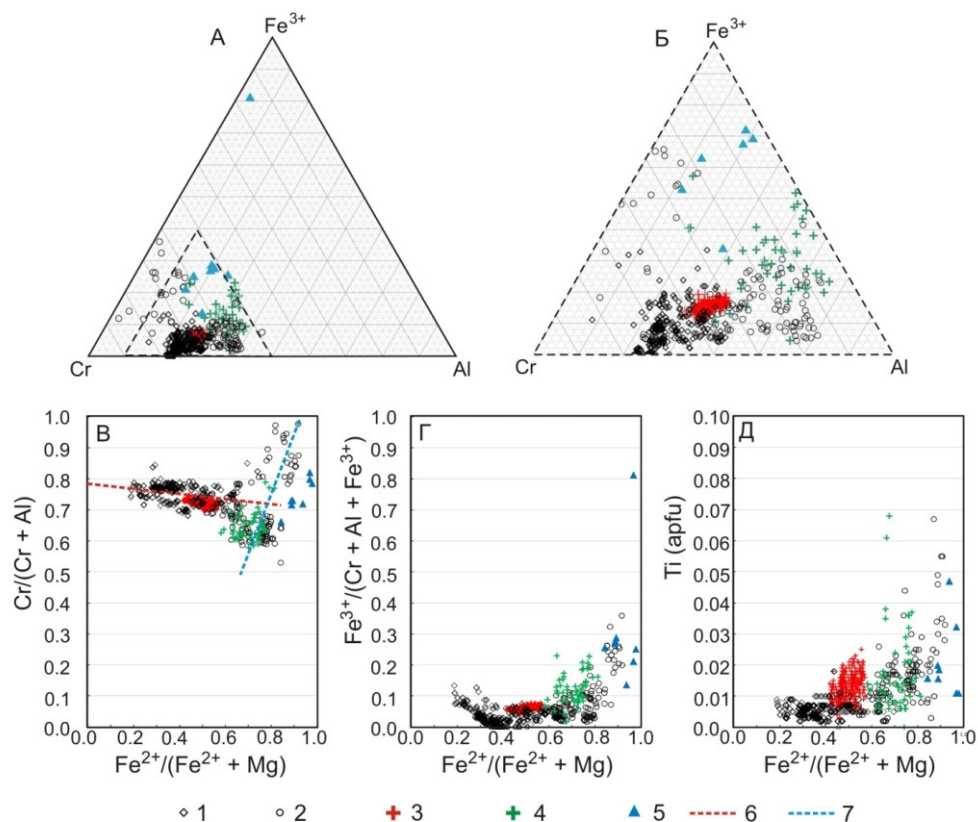


Рис. 2.6. Состав хромита и магнезиохромита из пород Сопчеозерского месторождения и Мончетундровской интрузии на диаграммах: А, Б – Al–Cr–Fe³⁺; В – Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Cr/(Cr+Al); Г – Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺); Д – Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Ti. Условные обозначения: 1 – магнезиохромит из руд Сопчеозерского месторождения (Дедюхин и др., 2000, 2005); 2 – магнезиохромит и хромит из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения (Дедюхин и др., 2000, 2005); 3 – хромит из «хромитоносных даек» Сопчеозерского месторождения (Chistyakova et al., 2015); 4 – хромит из пород Мончетундровской интрузии (Mokrushin, Smol'kin, 2021); 5 – хромит из пород участка Пентландитовое ущелье; 6 – субгоризонтальный тренд эволюции состава магнезиохромита Сопчеозерского месторождения; 7 – субвертикальный тренд эволюции состава хромита вмещающих пород

Вариации состава хромита из вмещающих пород объясняются неоднородностью самих этих пород. Сопчеозерское месторождение располагается в Дунитовом блоке, однако данный блок сложен не только дунитами, но и плагиодунитами, а также плагиогарцбургитами (Mokrushin, Smol'kin, 2021).

Здесь отдельно следует упомянуть хромит из пород Пентландитового ущелья – участка, который традиционно рассматривается как часть Мончетундровской интрузии. Как это видно на диаграмме $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Cr/(Cr+Al)$ (рис. 2.6 В), фигуративные точки состава хромита из пород Пентландитового ущелья располагаются в области субвертикального тренда, а не в поле точек Мончетундровской интрузии. Состав акцессорного хромита из пород Пентландитового ущелья указывает на то, что блоки ультраосновных пород этого участка, по-видимому, являются тектоническими фрагментами массива НКТ (Рундквист и др., 2022 б)

Сравнение состава хромшпинелидов Сопчеозерского месторождения, Дунитового блока в целом и хромита из вмещающих пород показывают их существенные различия, важнейшим из которых, на взгляд авторов, является наличие двух различных трендов изменения состава хромшпинелидов, особенно четко различимых на графике $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Cr/(Cr+Al)$ (рис. 2.6 В).

Глава 3. Акцессорные хромшпинелиды Мончегорского комплекса

В предыдущих главах мы рассмотрели некоторые общие вопросы распространенности, локализации, геологического строения и состава хромитовой минерализации в месторождениях и проявлениях Фенноскандинавского щита, представляющих промышленный интерес. В составе Мончегорского комплекса таким объектом, безусловно, является Сопчеозерское хромитовое месторождение. Однако во всех охарактеризованных палеопротерозойских расслоенных массивах, помимо рудных хромитов, широко развиты акцессорные хромшпинелиды, которым обычно уделяется меньше внимания. Тем не менее их изучение также важно с точки зрения уточнения специфики генезиса расслоенных интрузий.

В Мончегорском комплексе акцессорные хромшпинелиды присутствуют практически во всех породах ультраосновного и основного состава, исключая габбронориты, габбро и анртозиты. В настоящей монографии приводится обобщенный материал, накопленный авторами за последние 15 лет, а также опубликованные аналитические данные по этой проблематике. Результаты исследований авторов будут далее представлены для нескольких участков Мончегорского комплекса, в пределах которых наиболее детально были изучены особенности локализации, морфологии, состава и геохимии хромшпинелидов.

3.1. Южносопчинский участок

3.1.1. Геологическое строение, история изучения и фактический материал

Участок охватывает одноименный массив и зону его контакта с норитами блока Верхний Нюд (рис. 3.1.1). Южносопчинский массив расположен в зоне сочленения Мончетундровской интрузии и Мончеплутона, маркируемой Мончетундровским разломом (см. рис. 2.1). Массив протягивается на расстояние около 10 км в северо-западном направлении и падает на юго-запад под углами от 5° до 45°, согласно данным бурения общая мощность массива 550–600 м (Иванченко, Давыдов, 2009). На юго-западе он примыкает к породам раннепротерозойского комплекса г. Арваренч, на северо-востоке контактирует с диоритовыми гнейсами вежетундровского комплекса, на севере с породами Мончеплутона, а на северо-западе, вероятно, через зону разлома соединяется с Мончетундровской интрузией. Южносопчинский массив в разрезе имеет две четко выраженные зоны: нижнюю расслоенную норит-ортопироксенитовую и верхнюю габбровую (Войтехович и др., 2002) (рис. 3.1.1). Нижняя зона мощностью 250–300 м представлена неравномерным чередованием слоев норитов и пироксенитов мощностью 1–20 м, со шлирами и неравномерными участками пегматоидных разностей и подчиненным количеством гарцбургитов (Чащин и др., 2016). Верхняя зона сложена лейко-мезократовыми крупнозернистыми пятнистыми габбро и габброноритами, по химическому составу близкими к габброидам верхней зоны массива Мончетундра (Чащин и др., 2020; Grokhovskaya et al., 2012). Возраст пород Южносопчинского массива определен U-Pb методом по цирконам для норитов нижней зоны составляет 2504 ± 1 млн лет, а для среднезернистых мезократовых габбро верхней зоны – 2478 ± 20 млн лет (Чащин и др., 2016).

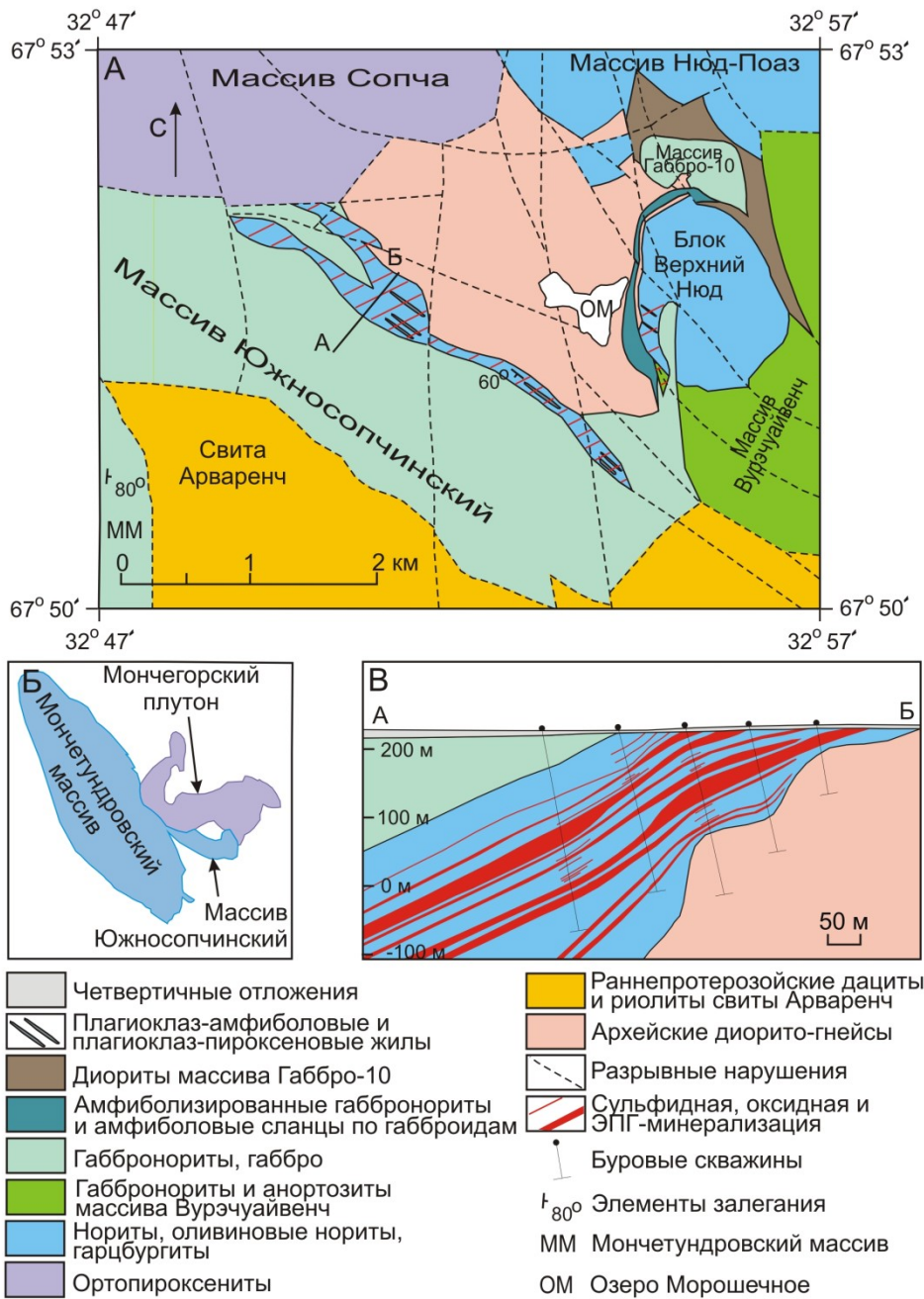


Рис. 3.1.1. А – схема геологического строения массива Южносопчинский и Блока Верхний Нюд; Б – взаимоотношения Мончеплутона, Мончетундровского и Южносопчинского массивов; В – геологический разрез по линии А–Б. Разрез приведен по данным (Иванченко и др., 2009)

В зоне контакта пород нижней и верхней частей Южносопчинского массива наблюдается эруптивная брекчия. Брекчия состоит из обломков норитов

и пироксенитов нижней зоны, которые сцементированы габброидами верхней зоны, представляющими более позднюю магматическую фазу Мончетундровской интрузии (Рундквист и др., 2011а, 2012; Pripachkin et al., 2016). Кроме того, в зоне контакта присутствуют многочисленные жильные тела мощностью до 2 м, сложенные пироксенами, амфиболами, магнетитом и сульфидами Fe, Ni и Cu. Эти жилы развиты также в норитах блока Верхний Нюд (около Морошечного озера) прилегающего к Южносопчинскому массиву (рис. 3.1.1). Данный блок, по данным (Войтехович и др., 2002) представляет собой один из двух так называемых «тектонических останцов» массива Нюд. Согласившись с подобной трактовкой, в свое время мы присвоили этому образованию название Верхний Нюд (Rundkvist, Pripachkin, 2021) (см. рис. 2.1). Однако некоторые авторы традиционно относят эту структуру к интрузии «Морошковое озеро», к которой приурочено одноименное медно-никелевое месторождение (Горбунов и др., 1985; Чащин, Иванченко, 2022 и др.).

В норитах блока Верхний Нюд также присутствуют жилы хромшпинелидов с небольшой примесью силикатов (Рундквист и др., 2018; Мирошникова, 2022). Породы и жилы нижней зоны массива содержат минералы платиновой группы, а участок рассматривается как перспективный объект на ЭПГ (Войтехович и др., 2002; Иванченко, Давыдов, 2009; Рундквист и др., 2011 а; Grokhovskaya et al., 2012; Pripachkin et al., 2016).

Массив Южносопчинский, в отличие от соседних массивов Сопча, Нюд-Поаз и Мончетундровский, не образует гор или возвышенностей в рельефе. Редкие коренные выходы массива разбросаны на слабо всхолмленной равнине к югу от горы Сопча (рис. 3.1.2 А). Дефицит коренных обнажений восполнен канавами и буровыми скважинами, пройденными в ходе разведочных работ на ЭПГ, проводимых с начала XXI в. АО ЦКЭ и другими производственными организациями. В породах нижней зоны массива спорадически встречаются акцессорные хромшпинелиды. Такие находки были сделаны как в коренных обнажениях, так и в керне скважины 1826 (рис. 3.1.2 Б). В метагабброидах верхней части разреза массива Южносопчинский присутствуют акцессорные ильменит и магнетит, при этом в составе магнетита примесь хрома не отмечалась. Однако в составе жильных тел, широко развитых в зоне контакта верхней и нижней частей разреза массива, присутствуют хромит и хромсодержащий магнетит. Интересно, что на локальном участке к востоку от озера Морошечного в коренном обнажении метаноритов представлена маломощная жила магнетита с высоким содержанием хрома (Обр. 1-160611–3-24 на рис. 3.1.2 Б).

Характерные особенности пород, слагающих нижнюю часть Южносопчинского массива, наблюдаются в коренных обнажениях. На рис. 3.1.3 А представлено фото коренного выхода гарцбургитов (обр. Jus-8), содержащих хромитовую минерализацию. На выветрелой поверхности коренного выхода можно отчетливо видеть рельефную полосчатость, которая объясняется неравномерностью соотношения оливина и ортопироксена в отдельных пластах породы.



Рис. 3.1.2. А – вид от массива Южносопчинский на юго-восточный склон горы Сопча; Б – фрагмент Яндекс-карты района озера Морошечного, показаны места отбора образцов хромитонесных пород и их номера (см. табл. 3, 4)

Непосредственно в коренном обнажении можно наблюдать выходы оливиновых ортопироксенитов с сульфидным и ЭПГ оруденением, где хорошо заметны пятна ожелезнения на выветрелой поверхности породы (рис. 3.1.3 Б). На обочине грунтовой дороги, пересекающей Южносопчинский массив, обнажен контакт нижней зоны массива, сложенной норитами, оливиновыми норитами и гарцбургитами (рис. 3.1.3 В), и верхней зоны, сложенной габбро и габброноритами (рис. 3.1.3 В).

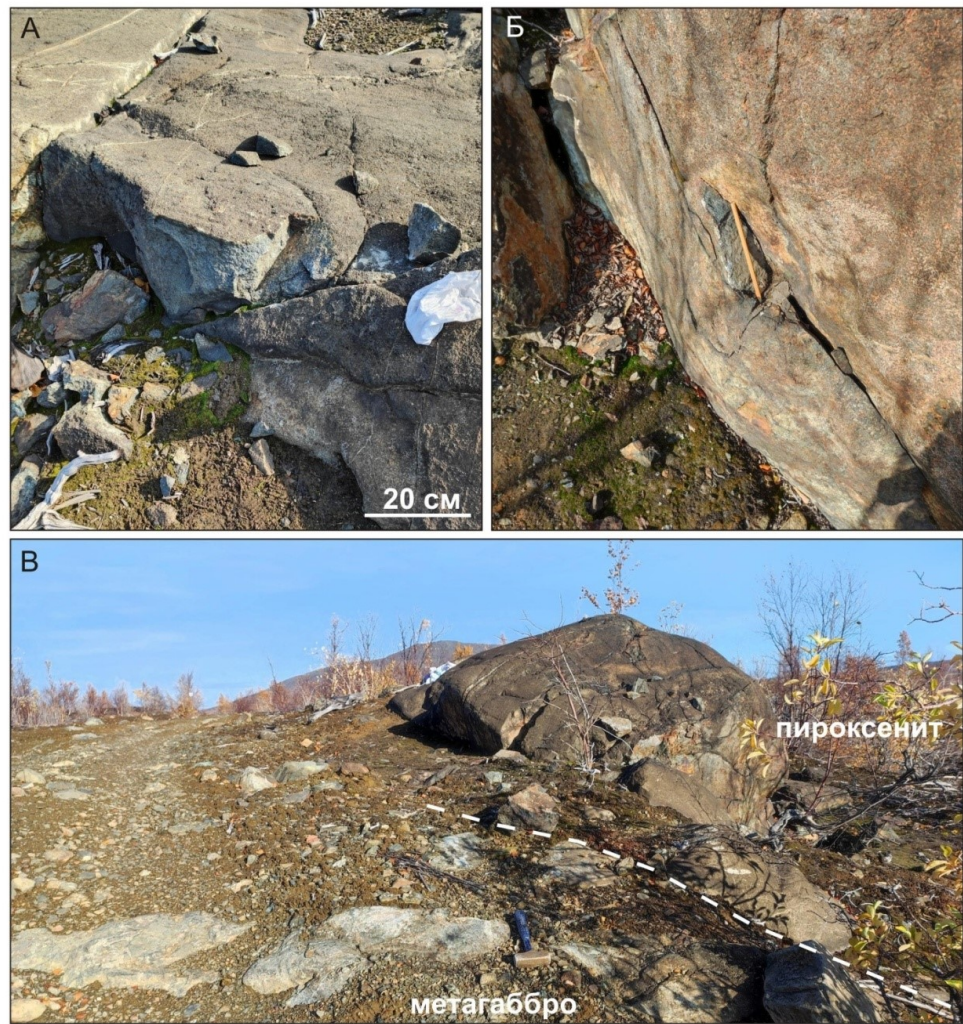


Рис. 3.1.3. Массив Южносопчинский. А – коренной выход гарцбургита и точка отбора образца Jus-8; Б – коренной выход оливинного ортопироксенита с сульфидным и ЭПГ-оруденением; В – непосредственный контакт нижней и верхней зон Южносопчинского массива

3.1.2. Морфология и состав хромшпинелидов нижней части разреза массива Южносопчинский

В гарцбургитах, оливинных ортопироксенитах и меланократовых норитах нижней зоны Южносопчинского массива хромит образует вроски, как в зернах оливина, так и в зернах ортопироксена, а также на границах между зернами (рис. 3.1.4 А, Б). Хромит распределен в породах очень неравномерно. В большинстве случаев в породах содержатся единичные зерна хромита размером менее 50 мкм. В редких случаях концентрация хромита в породе достигает одного процента, а размер отдельных зерен – 200 мкм. Форма зерен обычно неправильная (рис. 3.1.5 А, Б, В, Г), реже встречаются изометричные зерна (рис. 3.1.6 В, Г).

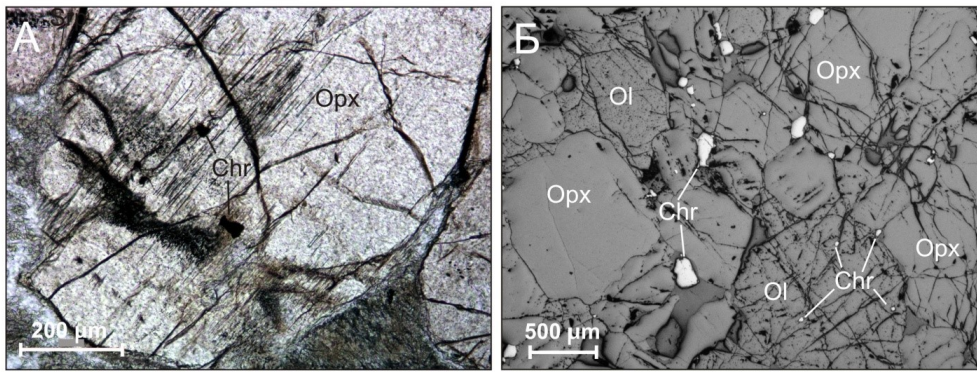


Рис. 3.1.4. Хромит в породах нижней зоны Южносопчинского массива. А – обр. Jus-11, вроски хромита в ортопироксене, прозрачный шлиф, микрофото без анализатора; Б – Jus-8, зерна хромита в ортопироксене, в оливине и на границах между зернами, полированный аншлиф, BSE-изображение. Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Chr – хромит

В неизмененных гарцбургитах и оливиновых ортопироксенитах хромит однороден, зерна могут быть окружены тонкими магнетитовыми каймами (рис. 3.1.5 Б). В интенсивно амфиболитизированной и хлоритизированной породе в зернах хромита проявлена отчетливая зональность (рис. 3.1.6). Центральная часть зерна (цифра 1, рис. 3.1.6 Г) сложена разновидностью с наиболее высоким содержанием хрома и алюминия, а также с самой высокой примесью цинка (анализ 3 в табл. 3). При сильном увеличении в центральной части зерна видны тонкие структуры распада твердого раствора, удлинённые игольчатые кристаллы представлены, по-видимому, ильменитом. Широкая кайма вокруг центральной части зерна (цифра 2, рис. 3.1.6 Г) сложена хромитом с немного более высокой железистостью и пониженной хромистостью и магниальностью (анализ 4 в табл. 3). Тонкая кайма на границе с оливином (цифра 3, рис. 3.1.6 Г) – хромсодержащий магнетит (анализ 5 в табл. 3). По краям зерен хромита заметны небольшие выделения ильменита (цифра 4, рис. 3.1.6 Г). На рис. 3.1.6 (А, Б) показано изменение содержания компонентов в составе зонального хромита по мере движения от центра к периферии. Зональность зерен хромита в данном случае имеет метаморфический генезис. В мелких зернах хромита (рис. 3.1.5 В) центральные, наиболее хромистые и глиноземистые зоны не сохранились, эти зерна имеют состав второй зоны и также окружены каймами хромсодержащего магнетита или магнетита.

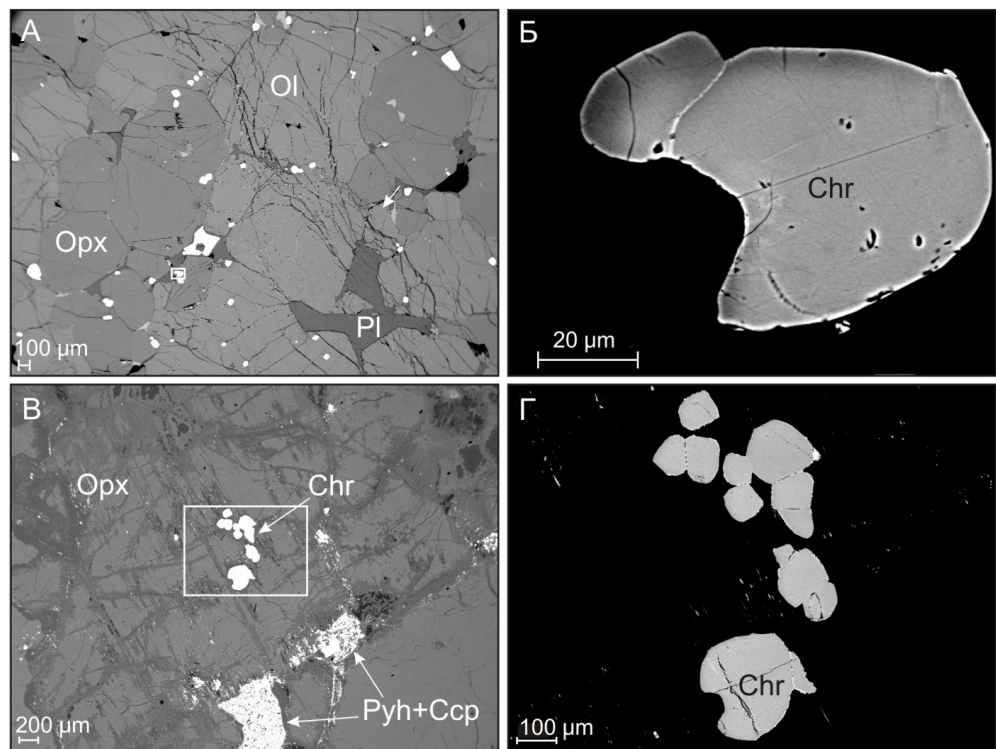


Рис. 3.1.5. Хромит в породах нижней зоны Южноспчинского массива. А – обр. Jus-8, вкрапленность хромита в гарцбургите; Б – увеличенный фрагмент микрофотографии А, зерно хромита неправильной формы с тонкой магнетитовой каймой; В – обр. 1826/144.9, меланократовый норит с вкрапленностью хромита внутри зерна ортопироксена; Г – увеличенный фрагмент микрофотографии В, группа зерен хромита в ортопироксене. BSE-изображения. Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Chr – хромит, Pyh – пирротин, Ccp – халькопирит, Pl – плагиоклаз

Состав хромита из пород нижней зоны Южноспчинского массива представлен в табл. 3. Можно отметить достаточно высокую глиноземистость и хромистость данных хромитов, сближающую их с хромитом Мончетундровской интрузии. Железистость хромита варьирует в широких пределах, что указывает на различную степень метаморфической переработки пород Южноспчинского массива.

Обращает на себя внимание повышенное содержание цинка в некоторых зернах хромита (табл. 3, анализы 1, 2, 3, 7), что может быть связано с метаморфическими преобразованиями пород.

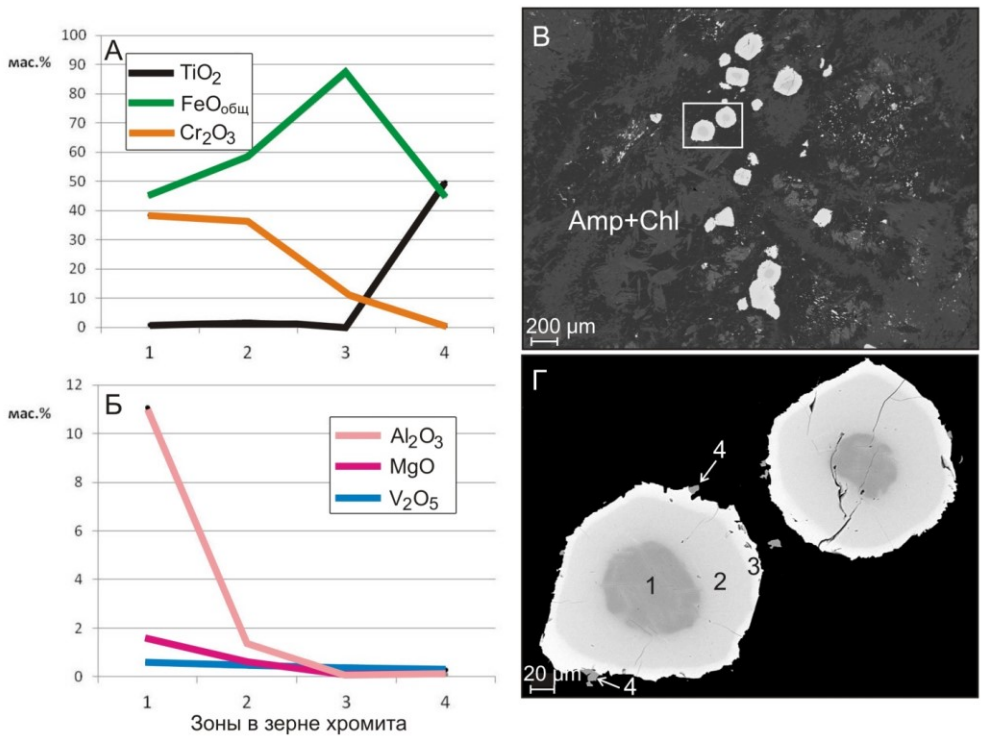


Рис. 3.1.6. Зональный хромит в амфиболизованном и хлоритизированном гарцбургите из нижней зоны Южносопчинского массива. Обр. 1826/21.2. А, Б – распределение содержания компонентов в зональном зерне хромита; В – группа зерен хромита в амфиболизованном и хлоритизированном гарцбургите; Г – увеличенный фрагмент микрофотографии В, цифрами показаны номера зон в зерне хромита. В, Г – BSE-изображения. Amp – амфибол, Chl – хлорит

Как было сказано выше, в пределах Южносопчинского массива в ходе оценочных работ 2007–2009 гг. было выделено одноименное рудопроявление ЭПГ. По данным (Иванченко и др., 2009), рудоносная зона, содержащая малосульфидное платинометалльное оруденение в пределах рудопроявления Южносопчинское, приурочена к участкам метапироксенитов, насыщенных телами «габбропегматитов» (Иванченко и др., 2009). Мафит-ультрамафиты нижней части Южносопчинского массива в зоне контакта с габброидами верхней части массива содержат многочисленные габбропегматитовые и жильные тела, несущие специфическую сульфидную, оксидную и ЭПГ-минерализацию.

Таблица 3. Представительные анализы хромита, хромсодержащего магнетита и магнезиохромита из пород Южносопчинского массива (нижняя зона)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	АУу-1-4	АУу-1-7	1826/21.2-1 (центр)	1826/21.2-2 (зона 2)	1826/21.2-3 (кайма)	1826/21.2-5
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.68	0.60	0.22	0.12	0.08	0.15
Al ₂ O ₃	12.85	15.44	11.08	1.34	0.11	11.56
TiO ₂	0.52	0.78	0.79	2.00	0.34	1.69
Cr ₂ O ₃	37.83	37.28	39.42	36.37	11.68	38.80
V ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	0.25	0.45	0.41	0.28
FeO _{общ}	42.11	44.01	43.58	58.19	86.93	43.65
MgO	1.26	1.59	2.03	0.65	0.12	2.21
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0.53	н.о.	н.о.	0.55
NiO	н.п.о.	н.п.о.	0.09	н.о.	0.12	0.20
ZnO	2.23	1.51	2.02	0.87	0.21	1.74
CaO	н.п.о.	0.24	н.п.о.	н.о.	н.о.	н.п.о.
Сумма	97.48	101.45	99.99	99.99	100.00	100.82
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.07	0.08	0.10	0.04	0.01	0.11
Fe ⁺²	0.88	0.89	0.84	0.99	0.99	0.86
Mn ⁺²	–	–	0.02	–	–	0.02
Zn ⁺²	0.06	0.04	0.05	0.02	0.01	0.04
Ni ⁺²	–	–	–	–	–	0.01
Cr ⁺³	1.05	0.99	1.07	1.04	0.33	1.05
Al ⁺³	0.53	0.61	0.45	0.06	0.01	0.47
Fe ⁺³	0.36	0.34	0.42	0.77	1.62	0.38
Ti ⁺⁴	0.01	0.02	0.02	0.05	0.01	0.04
V ⁺⁵	–	–	0.01	0.02	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.02	0.02	0.01	–	–	0.01
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	45	40	42	46	16	40
герцинит FeAl ₂ O ₄	26	30	22	3	-	22
магнетит FeFe ₂ O ₄	14	15	16	39	81	16
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	6	8	10	3	1	11
франклинит ZnFe ₂ O ₄	6	4	5	2	1	4
якобсит MnFe ₂ O ₄	–	–	1	–	–	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	1	1	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	2	2	5	1	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	2	2	1	–	–	–

Таблица 3 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11	12	13
№ образца	1826/144. 9	Host- US-3-1	Host-US- 3-2	Host- US-3-3	Host- US-3-4	Jus 8- 1	Jus 8-2
Компоненты, мас. %							
SiO ₂	0.23	0.14	0.13	0.17	0.10	0.26	0.29
Al ₂ O ₃	10.83	11.46	13.65	13.20	14.91	18.16	17.6 0
TiO ₂	0.60	0.88	0.65	0.68	0.28	0.64	0.71
Cr ₂ O ₃	38.65	40.67	42.32	43.55	44.45	42.33	43.8 4
V ₂ O ₅	0.19	0.49	0.37	0.36	0.31	0.24	0.22
FeO _{общ}	47.10	41.59	40.48	39.89	39.33	30.23	29.4 9
MgO	1.41	1.35	1.70	1.83	1.13	7.90	7.72
MnO	0.39	0.44	0.42	0.45	0.43	0.32	0.33
NiO	0.15	н.п.о.	н.п.о.	0.08	н.п.о.	0.17	0.18
ZnO	0.57	0.60	0.48	0.28	0.75	0.20	0.17
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.09	н.п.о.	0.04
CoO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.о.	н.о.	н.п.о.	н.п. о.
Сумма	100.11	97.61	100.19	100.48	101.76	100.45	100.58
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)							
Mg ⁺²	0.07	0.07	0.09	0.09	0.06	0.38	0.37
Fe ⁺²	0.91	0.92	0.90	0.90	0.92	0.62	0.62
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
Ni ⁺²	–	–	–	–	–	–	0.01
Cr ⁺³	1.06	1.14	1.14	1.17	1.18	1.07	1.11
Al ⁺³	0.44	0.48	0.55	0.53	0.59	0.69	0.67
Fe ⁺³	0.45	0.31	0.26	0.24	0.19	0.19	0.17
Ti ⁺⁴	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы							
хромит FeCr ₂ O ₄	45	49	48	49	53	16	18
герцинит FeAl ₂ O ₄	22	23	27	26	29	34	33
магнетит FeFe ₂ O ₄	21	15	12	11	7	9	8
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	7	7	8	9	6	37	36
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	2	1	1	2	–	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	1	1	1	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	2	2	2	1	1	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	–	1	–	1	1

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	14	15	16	17	18	19
№ образца	Jus 8-3	Jus 8-4	Jus 8-5	Jus 8-6	Jus 8-7	Jus 8-8
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.32	0.31	0.34	0.40	0.48	0.31
Al ₂ O ₃	14.56	17.71	14.43	17.80	15.67	18.13
TiO ₂	0.79	0.74	0.80	0.82	0.45	1.32
Cr ₂ O ₃	44.68	42.18	43.83	42.42	42.92	40.22
V ₂ O ₅	0.30	0.23	0.23	0.25	0.20	0.27
FeO _{общ}	34.77	30.46	35.53	30.70	32.44	33.50
MgO	4.38	7.62	4.66	7.12	6.85	6.41
MnO	0.52	0.31	0.50	0.32	0.36	0.37
NiO	0.11	0.19	0.13	0.20	0.13	0.16
ZnO	0.31	0.17	0.38	0.19	0.28	0.25
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.06	н.п.о.	н.п.о.
CoO	0.09	0.06	0.09	0.07	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	100.84	100.00	100.92	100.34	99.79	100.96
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.22	0.37	0.23	0.34	0.33	0.31
Fe ⁺²	0.77	0.63	0.76	0.65	0.65	0.70
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	0.01	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	–	0.01	–	–
Co ⁺²	–	0.00	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.17	1.08	1.15	1.08	1.11	1.02
Al ⁺³	0.57	0.67	0.56	0.68	0.60	0.69
Fe ⁺³	0.20	0.20	0.23	0.18	0.24	0.20
Ti ⁺⁴	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	36	17	34	19	22	20
герцинит FeAl ₂ O ₄	28	33	28	33	30	33
магнетит FeFe ₂ O ₄	9	10	11	9	11	11
магнезиохроми т MgCr ₂ O ₄	21	36	22	33	33	30
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	–	1	–	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	2	2	2	1	3
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	2	1

Примечание. Н.п.о. – ниже порога обнаружения, н.о. – не определялось.

3.1.3. Морфология и состав хромитинелидов в габбропегматитовых и жильных телах

Габбропегматитовые тела в нижней зоне Южносопчинского массива содержат малосульфидное платинометалльное оруденение (Иванченко и др., 2008). Специфика ЭПГ-оруденения Южносопчинского рудопроявления рассмотрена в работах (Гроховская и др., 2012; Мирошникова, Пахомовский, 2015; Мирошникова и др., 2019; Мирошникова, 2022 и др.). Сульфидная вкрапленность в пегматоидных и жильных телах постоянно тесно ассоциирует с оксидной вкрапленностью (рис. 3.1.7 А). В типичных образцах плагиоклаз-ортопироксеновых жил в составе оксидной вкрапленности преобладает магнетит с содержанием Cr_2O_3 от 1.6 до 9 мас. % (табл. 4, анализы 1–8). Характерны структуры распада магнетита с выделением удлиненных вростков ильменита (рис. 3.1.7 Б, В), который также присутствует в массе породы в виде тонкозернистых агрегатов (рис. 3.1.7 Г).

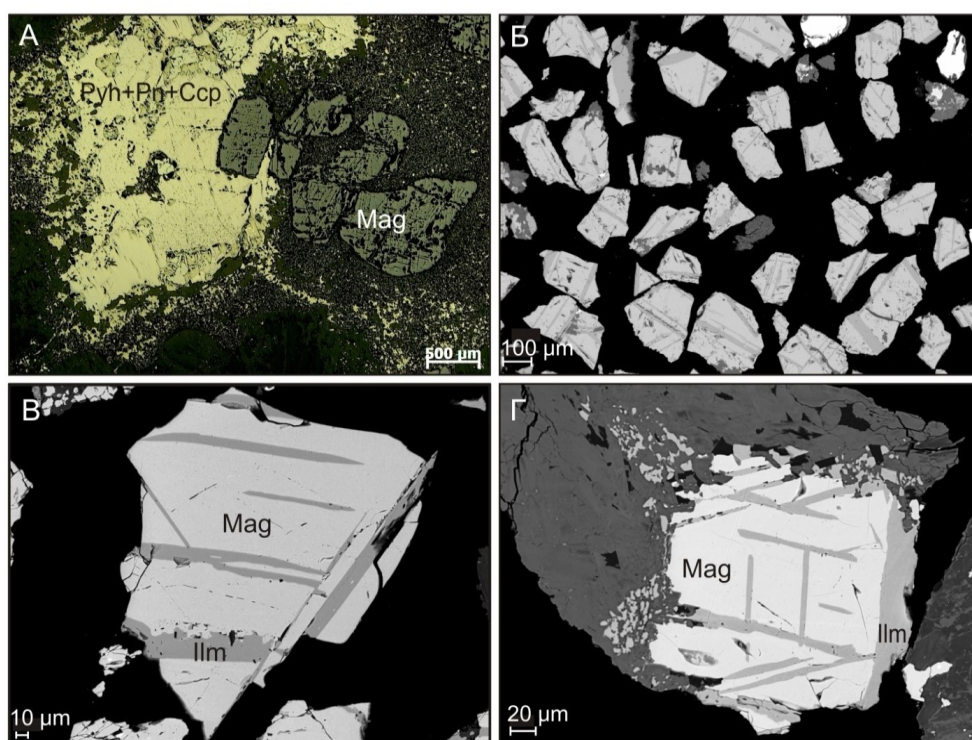


Рис. 3.1.7. Сульфидная и оксидная минерализация в жильных телах Южносопчинского массива. А – обр. П-20а-14, сульфиды и магнетит в плагиоклаз-пироксеновой жиле, микрофотография полированного аншлифа (фото Я. А. Рыбниковой); Б, В, Г – обр. V-SS-1, фрагменты зерен магнетита с вростками ильменита, искусственный аншлиф, BSE -изображения. Mag – магнетит, Ilm – ильменит, Pyh – пирротин, Pn – пентландит, Csp – халькопирит

Большинство жильных тел содержит вышеописанную оксидно-сульфидную минерализацию. Однако на небольшом локальном участке к востоку от озера Морошечного (рис. 3.1.2 Б) в коренных обнажениях представлена необычная серия жил. Жилы практически лишены сульфидов и содержат переменное количество хромсодержащего магнетита – от сплошной массы (рис. 3.1.8 А-Г; 3.1.9 А, Б; 3.1.10 А-Г) до амфибол-хлоритовой матрицы с единичными вкрапленниками хромсодержащего магнетита (рис. 3.1.8 Д; 3.1.9 В-Е; 3.1.10 Д-Е). Одна из жил мощностью до 0.5 м залегает в оталькованном и амфиболлизированном ортопироксените и прослежена с перерывами на расстояние 20 м. Выход жилы, первоначально определенный как глыбовый (Рундквист и др., 2018), в результате расчистки, проведенной в 2024 г., явился продолжением коренного обнажения. Образцы из жилы хромсодержащего магнетита были исследованы А. В. Мокрушиным в полированных аншлифах на электронном микроскопе Hitachi SU6600 с аналитической приставкой EDS на кафедре геологии и защиты литосферы факультета наук о Земле Университета Марии Кюри-Склодовской в г. Люблине (Польша). В них были диагностированы единичные выделения халькопирита, сперрилита и ирарсита (Рундквист и др., 2018).

Обнаружение халькопирита и минералов ЭПГ в составе жилы хромсодержащего магнетита подтверждает генетическую общность данной жилы с многочисленными жильными и пегматоидными телами, широко развитыми в зоне контакта верхней и нижней зон массива Южносопчинский.

Жилы локального участка озера Морошечного имеют неоднородное строение по простиранию. Некоторые их части обладают массивной текстурой и полностью сложены оксидными минералами. При этом какой-либо зональности в строении жил не наблюдается. Как правило, и краевые, и центральные части жил представлены мелкозернистым хромсодержащим магнетитом, размер зерен которого составляет 100–200 мкм; некоторые зерна достигают размера 500 мкм (рис. 3.1.9 А, Б; 3.1.10 А, В). Внутреннее строение зерен хромсодержащего магнетита неоднородное, они содержат структуры распада, как достаточно крупные, так и мельчайшие. Элементные карты (рис. 3.1.11) показывают, что массивные участки жил сложены хромитом, насыщенным микронными включениями магнетита и более крупными игольчатыми выделениями ильменита, который также образует выделения неправильной формы и столбчатые кристаллы длиной до 20–30 мкм. Массивные участки жил постепенно переходят в амфибол-хлоритовые с вкрапленниками оксидов (рис. 3.1.9 В-Е; 3.1.10 Д, Е).

Вкрапленники оксидов (магнетит, хромит, хромсодержащий магнетит, ильменит) в мелкозернистой амфибол-хлоритовой жильной массе распределены хаотично. Размер некоторых из них достигает 1 см. Внутреннее строение оксидных вкрапленников резко неоднородное. В их массе четко выделяются столбчатые кристаллы ильменита, образующие решетчатую структуру (рис. 3.1.10 Ж, З; 3.1.12). В других случаях ильменит слагает внутри зерен участки неправильной формы (рис. 3.1.10 З; 3.1.12 З).

Силикатные минералы (амфиболы, хлориты, биотит) частично замещают зерна оксидов (рис. 3.1.9 Д, Е). Оценка состава наименее измененных и наиболее однородных зерен оксидов приведена в табл. 4.

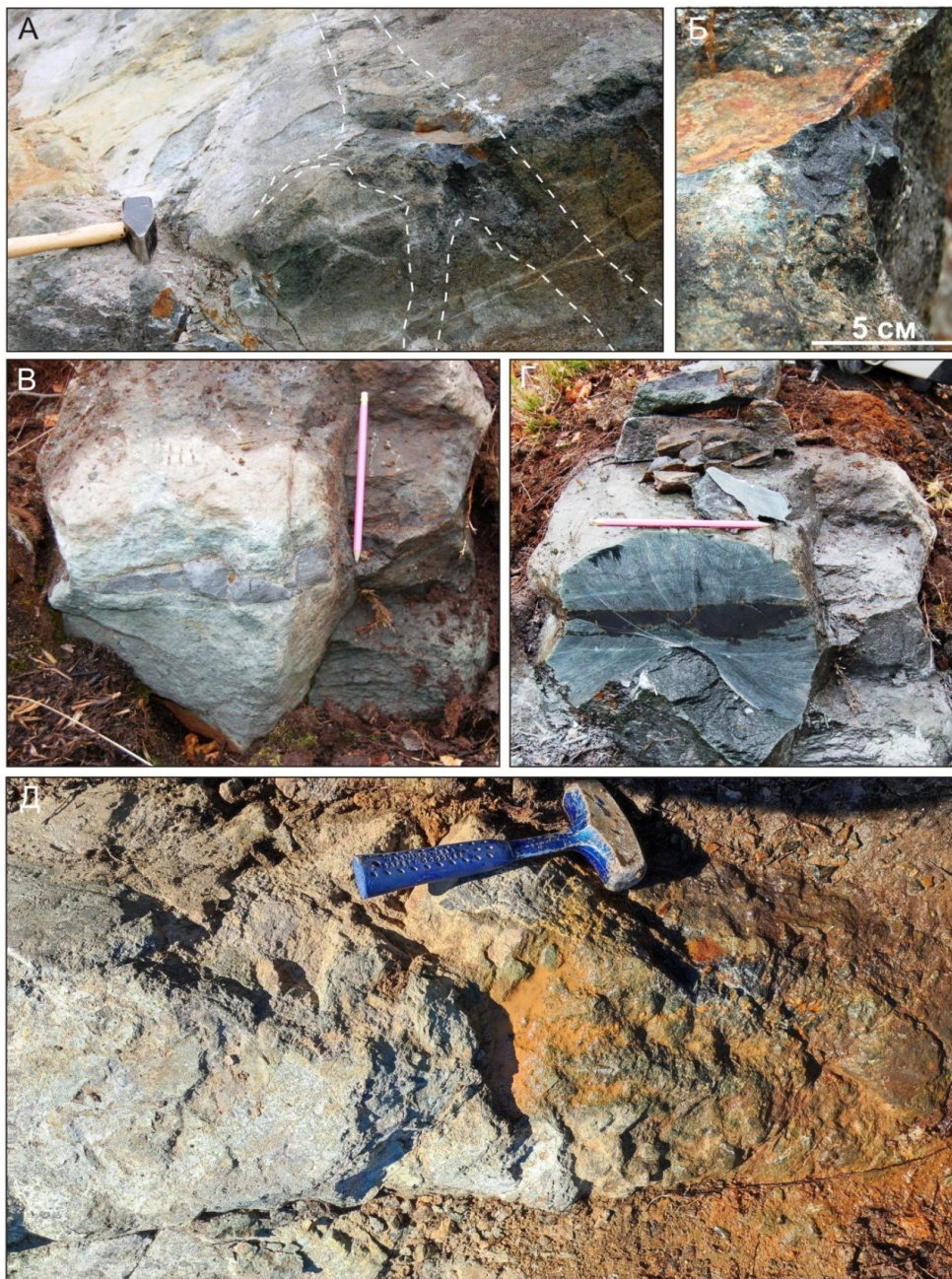


Рис. 3.1.8. Коренные выходы жил с хромсодержащим магнетитом к востоку от озера Морошечного. А – жила хромсодержащего магнетита с апофизами; Б – скол жилы хромсодержащего магнетита, точка отбора образца 1а; В – жила хромсодержащего магнетита до распила и Г – после распила; Д – место отбора образца 3-24

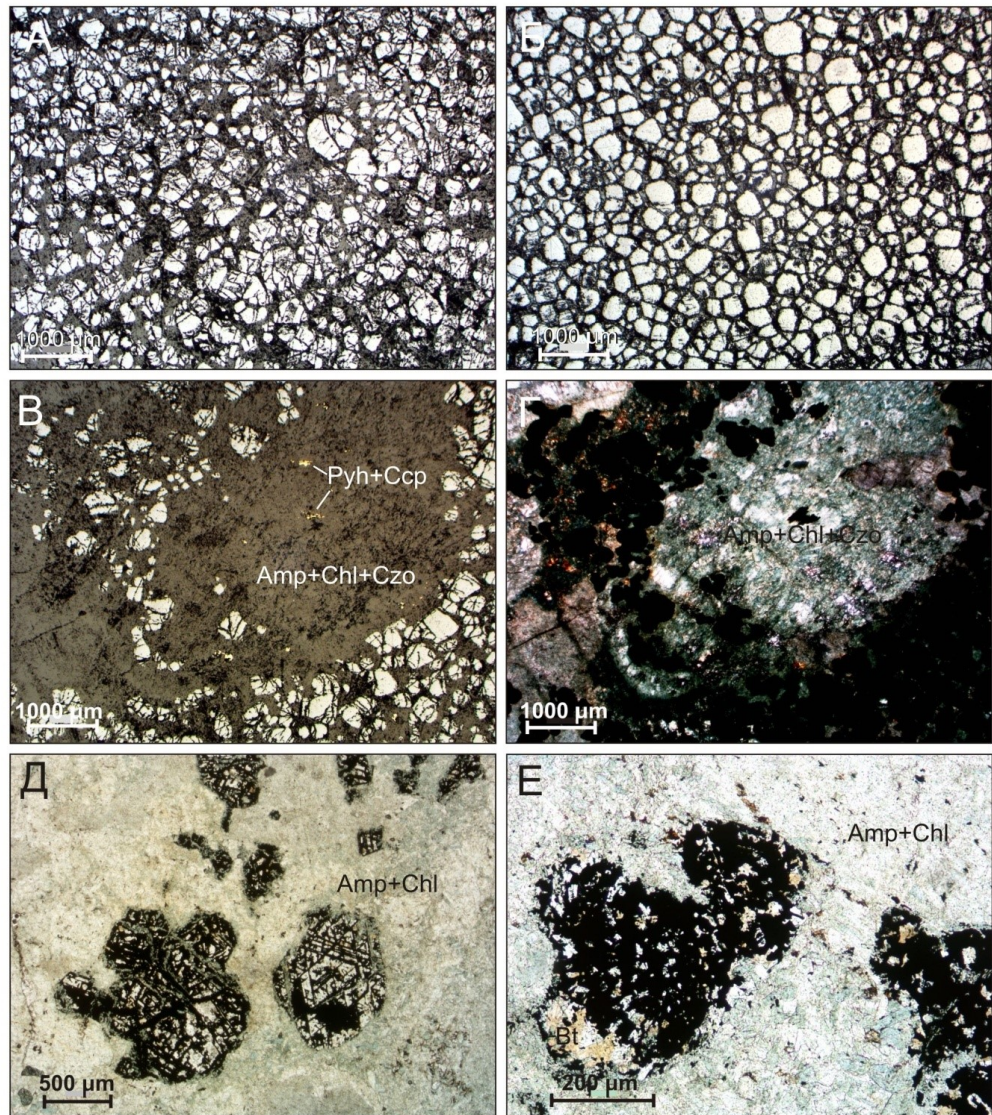


Рис. 3.1.9. Хромсодержащий магнетит в жилах к востоку от озера Моршечное.

А – обр. 1б, жильная порода сложенная хромсодержащим магнетитом, микрофотография полированного аншлифа; Б – обр. 2б, жильная порода сложенная хромсодержащим магнетитом, микрофотография полированного аншлифа; В – обр. 1а, шликр силикатных минералов в сплошной массе хромсодержащего магнетита, комбинированный полированный шликр, микрофотография изображения в отраженном свете; Г – тот же участок, микрофотография изображения в проходящем свете, без анализатора; Д, Е – обр. 1/24, зерна оксидов в амфибол-хлоритовой массе, микрофотография прозрачного шлика, без анализатора. Amp – амфибол, Chl – хлорит, Bt – биотит, Czo – клиноцоизит, Pyh – пирротин, Csp – халькопирит

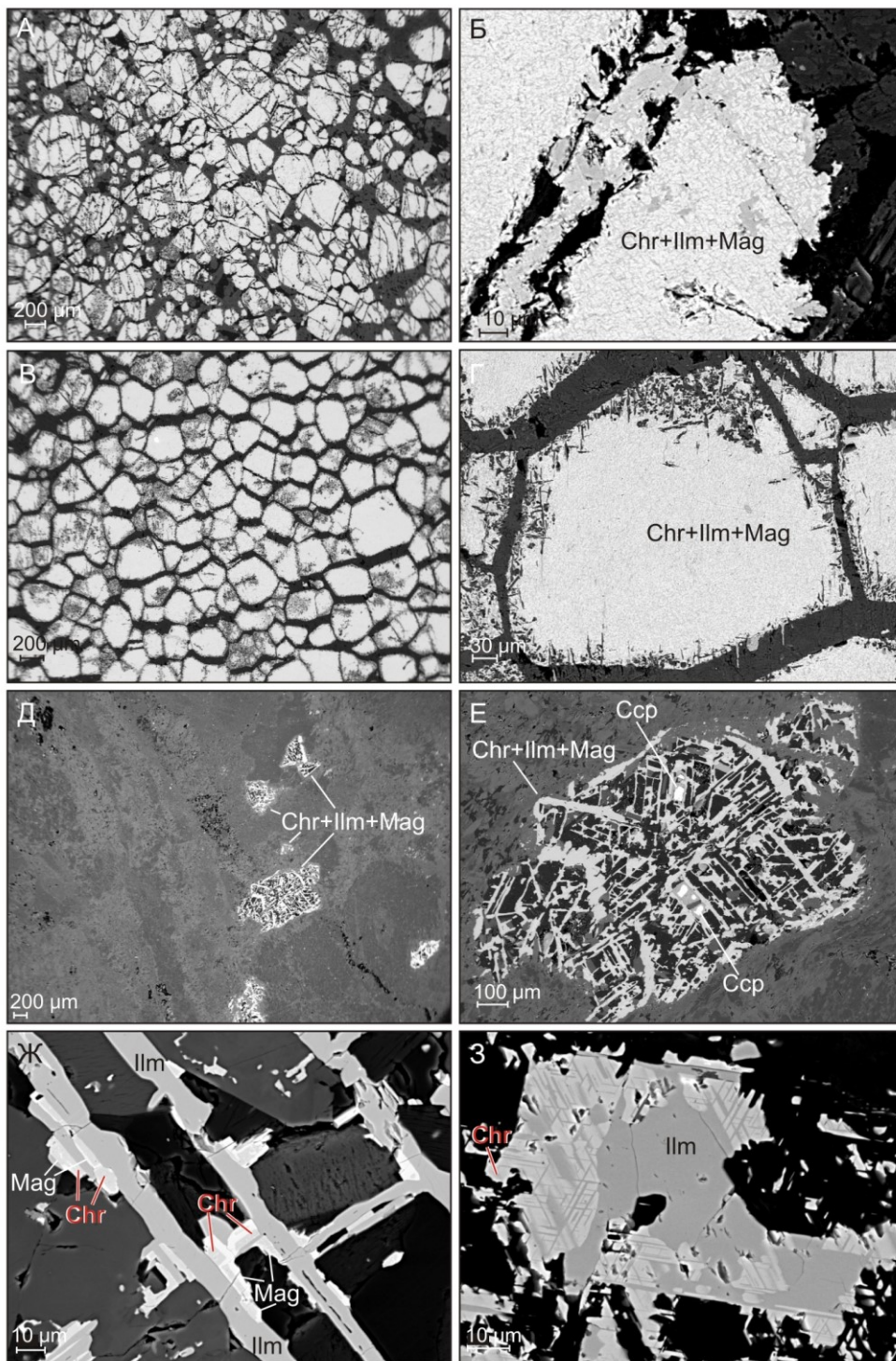


Рис. 3.1.10. Хромсодержащий магнетит в жилах к востоку от озера Морошечное. А – обр. 1а, жильная порода сложенная хромсодержащим магнетитом; Б – обр. 1а, тонкие структуры распада в хромсодержащем магнетите; В – обр. 2б,

жильная порода сложенная хромсодержащим магнетитом; Г – обр. 2б, тонкие структуры распада в центре зерна и вросстки силикатных минералов по краям зерна хромсодержащего магнетита; Д – обр. 1-24, вкрапленность оксидов в силикатной массе; Е – обр. 1-24, сложное внутреннее строение зерна оксидов; Ж – обр. 1-24, магнетит, хромит и ильменит в составе оксидного вкрапленника; З – обр. 3-24, хромит и ильменит в составе оксидного вкрапленника. BSE - изображения. Пт – ильменит, Маг – магнетит, Chr – хромит. На рисунке красным шрифтом (Ж и З) помечены выделения хромита предположительно метаморфического генезиса

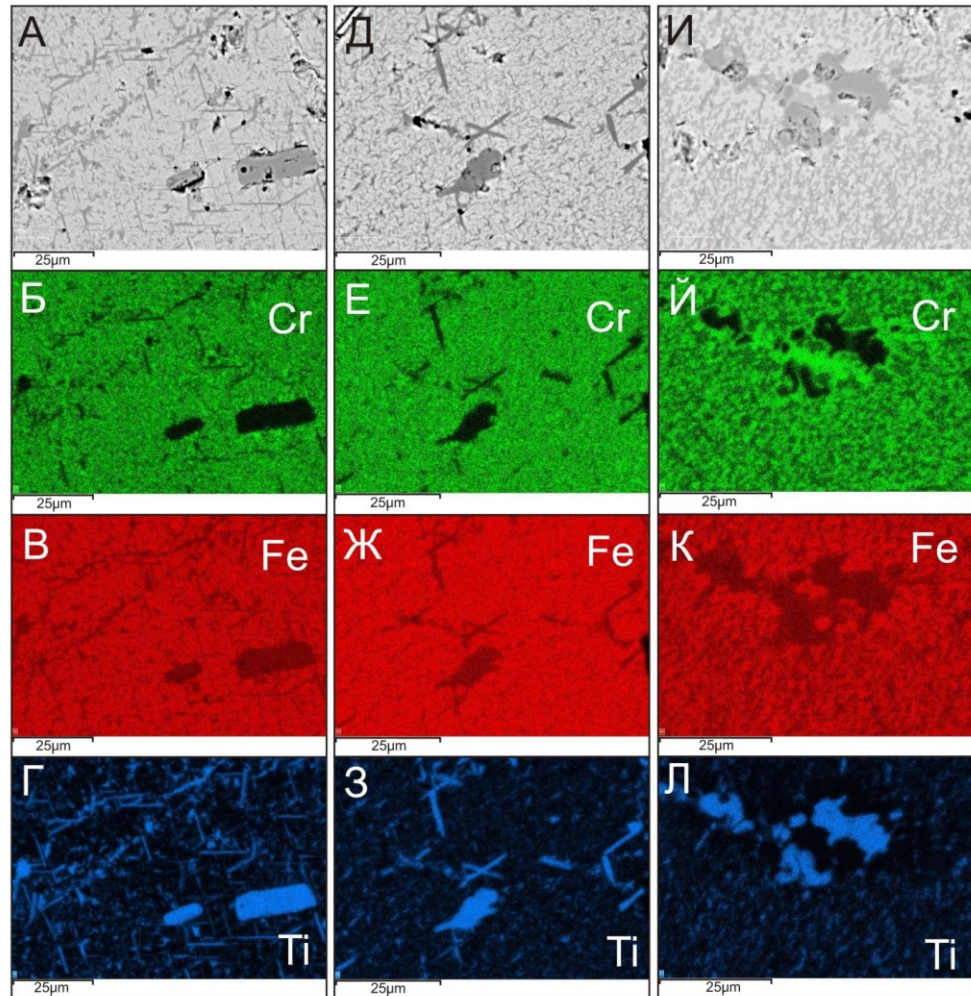


Рис. 3.1.11. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE) и элементные карты, детализирующие характеристики оксидов в массивных участках жил хромсодержащего магнетита к востоку от озера Морошечного. А-З – обр. 1а; И-Л – обр. 2б

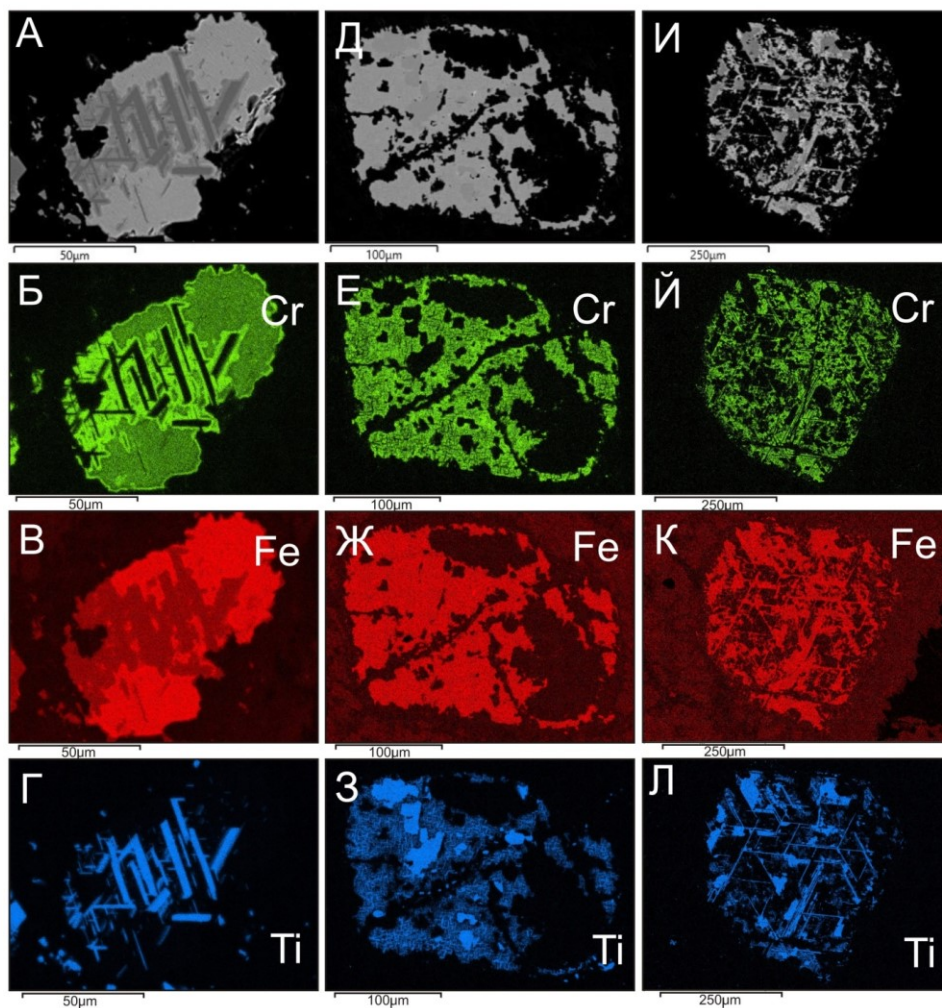


Рис. 3.1.12. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE) и элементные карты, детализирующие характеристики вкрапленников оксидов в амфибол-хлоритовых жилах к востоку от озера Морошечного. Обр. 3-24

Хромшпинелиды в Южноспчинском массиве варьируют по составу в широких пределах (рис. 3.1.13). Закономерно, что на диаграмме Al–Cr–Fe³⁺ (рис. 3.1.13 А) компактная группа точек составов хромита из нижней части Южноспчинского массива разместилась внутри контура поля точек состава хромита из пород Мончетундровской интрузии. В нижней части Южноспчинского массива встречаются и более железистые разновидности хромшпинелидов, образовавшиеся при метаморфических преобразованиях пород, как это было показано выше в данной главе.

Хромшпинелиды в жильных и габбропегматитовых телах обычно представлены хромсодержащим магнетитом с высоким содержанием титана и ванадия (табл. 4, анализы 6–13; рис. 3.1.13 Г). Во многих случаях приведенные данные являются оценкой состава неоднородных зерен, представляющих собой смесь минеральных фаз. Приведенные данные можно с некоторым допущением рассматривать как состав зерен до их распада.

Таблица 4. Представительные анализы хромита и хромсодержащего магнетита из пород Южносопчинского массива (жилые тела) и жил к востоку от озера Морощечного

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ обр.	2-160611-3b-1	1-160611-3b-2	2-160611-2c	2-160611-2b	2-160611-3a	2a 2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.73	0.51	н. о.	н. о.	н. о.	0.10
Al ₂ O ₃	5.22	5.78	5.35	1.32	1.02	1.90
TiO ₂	1.07	4.62	4.50	4.55	2.59	8.82
Cr ₂ O ₃	51.02	34.05	28.18	10.63	9.51	17.70
V ₂ O ₅	1.23	н. о.	н. о.	н. о.	0.96	0.93
FeO _{общ}	41.23	52.55	58.79	83.40	83.18	68.04
MgO	0.95	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0.18
MnO	1.37	1.07	1.34	0.84	0.53	0.63
NiO	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0.11	0.10
ZnO	0.78	0.55	0.72	0.12	0.11	0.22
CaO	0.22	0.17	н. о.	0.21	н. о.	н. о.
Сумма	103.09	98.79	98.88	101.07	98.01	98.62
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.05	–	–	–	–	0.01
Fe ⁺²	0.90	1.07	1.06	1.09	1.04	0.82
Mn ⁺²	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.02	0.02	0.02	–	–	0.01
Cr ⁺³	1.37	0.97	0.81	0.30	0.27	0.49
Al ⁺³	0.21	0.25	0.23	0.06	0.04	0.08
Fe ⁺³	0.28	0.52	0.72	1.40	1.49	1.17
Ti ⁺⁴	0.03	0.13	0.12	0.12	0.07	0.23
V ⁺⁵	0.04	–	–	–	0.03	0.02
Si ⁺⁴	0.03	0.02	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	62	43	36	13	13	20
герцинит FeAl ₂ O ₄	10	11	10	2	2	3
магнетит FeFe ₂ O ₄	10	30	38	71	75	52
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	5	–	–	–	–	1
франклинит ZnFe ₂ O ₄	2	1	2	–	–	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	4	3	4	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	2	–	–	–	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	3	11	11	11	7	20
ахренсит SiFe ₂ O ₄	2	2	–	–	–	–

Таблица 4 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ обр.	2а 3	2а 4	2а1а-1 7	2а 1а-1 8	2b 1а 1	2b 1а 2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.о.	н.о.	0.23	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	2.20	2.05	4.21	0.81	2.66	2.50
TiO ₂	7.31	7.72	5.34	5.59	6.16	5.98
Cr ₂ O ₃	19.70	19.00	33.67	14.13	20.18	19.14
V ₂ O ₅	0.93	0.98	1.11	0.86	1.15	1.05
FeO _{общ}	67.65	68.05	55.33	76.30	68.33	71.08
MgO	0.15	0.18	0.17	н.о.	н.о.	0.15
MnO	0.64	0.65	0.82	0.40	0.55	0.58
NiO	0.12	0.10	0.01	н.о.	0.09	0.10
ZnO	0.24	0.28	0.52	н.о.	0.31	0.38
CaO	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Сумма	98.94	99.01	101.41	98.09	99.43	100.96
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.01	0.01	0.01	–	–	0.01
Fe ⁺²	0.85	0.84	0.88	0.89	0.87	0.86
Mn ⁺²	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	0.55	0.53	0.93	0.40	0.56	0.52
Al ⁺³	0.09	0.09	0.17	0.03	0.11	0.10
Fe ⁺³	1.15	1.16	0.73	1.39	1.14	1.20
Ti ⁺⁴	0.19	0.20	0.14	0.15	0.16	0.16
V ⁺⁵	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
Si ⁺⁴	–	–	0.01	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	24	22	41	18	25	23
герцинит FeAl ₂ O ₄	4	4	8	2	5	5
магнетит FeFe ₂ O ₄	52	52	33	65	52	54
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	1	1	1	–	–	1
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	–	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	2	2	1	1	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	17	18	13	14	15	14
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	–	–

Таблица 4 (продолжение)

№ п/п	13	14	15	16	17	18
№ обр.	2b 1a 3	2b 1a 15	1-24 1 3	1-24 3 8	1-24 3 9	1-24 3 10
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	0.29	0.28	н.о.
Al ₂ O ₃	2.60	0.67	5.99	5.28	4.46	5.24
TiO ₂	8.08	2.24	3.45	1.79	1.75	2.87
Cr ₂ O ₃	19.98	11.93	41.07	39.32	36.58	36.72
V ₂ O ₅	0.99	0.86	1.04	0.87	0.92	0.80
FeO _{общ}	69.44	83.50	49.31	51.23	54.37	52.87
MgO	0.04	н.о.	н.о.	0.24	0.25	0.23
MnO	0.67	н.о.	н.о.	0.41	0.52	0.49
NiO	0.17	н.о.	н.о.	0.17	0.07	н.о.
ZnO	0.29	н.о.	0.70	1.13	1.03	1.11
CaO			н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CoO			н.о.	0.34	0.30	0.23
Сумма	102.26	99.20	101.56	101.07	100.53	100.56
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	–	–	–	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺²	0.84	0.90	1.07	0.97	0.97	1.01
Mn ⁺²	0.02	–	–	0.01	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	–	0.02	0.03	0.03	0.03
Ni ⁺²	0.01	–	–	–	–	–
Ni ⁺²	–	–	–	0.01	–	–
Co ⁺²	–	–	–	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	0.54	0.33	1.14	1.10	1.03	1.03
Al ⁺³	0.10	0.03	0.25	0.22	0.19	0.22
Fe ⁺³	1.13	1.56	0.38	0.54	0.64	0.56
Ti ⁺⁴	0.21	0.06	0.09	0.05	0.05	0.08
V ⁺⁵	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Si ⁺⁴	–	–	–	0.01	0.01	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	23	16	53	51	48	47
герцинит FeAl ₂ O ₄	5	1	11	11	9	10
магнетит FeFe ₂ O ₄	51	75	24	26	31	29
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	–	–	–	1	1	1
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	–	2	3	3	3
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	–	–	1	2	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	2	1	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	18	6	8	5	5	7
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	1	1	–

Таблица 4 (окончание)

№ п/п	19	20	21	22	23*	24
№ обр.	3-24 1 2	3-24 1 11	3-24 1 12	3-24 2 5	3-24 2 8	3-24 3 10
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	6.28	5.39	5.92	6.42	5.52	6.31
TiO ₂	5.47	4.35	2.18	4.12	11.62	3.48
Cr ₂ O ₃	38.42	35.54	38.47	38.98	34.50	40.31
V ₂ O ₅	1.88	1.77	1.78	2.09	1.15	1.33
FeO _{общ}	48.74	52.36	51.12	48.27	45.96	46.59
MgO	0.28	0.19	0.30	0.31	н.о.	0.25
MnO	н.о.	0.46	0.40	н.о.	н.о.	н.о.
NiO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
ZnO	0.84	0.67	0.74	0.77	0.82	0.72
CaO	н.о.	0.12	н.о.	н.о.	0.14	0.19
CoO	0.25	0.27	0.18	0.20	н.о.	0.17
Сумма	102.16	101.12	101.09	101.16	99.71	99.35
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.01	0.01	0.02	0.02	–	0.01
Ca ⁺²	–	–	–	–	–	0.01
Fe ⁺²	1.09	1.06	1.00	1.05	–	1.05
Mn ⁺²	–	0.01	0.01	–	–	–
Zn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	–	0.02
Ni ⁺²	–	–	–	–	–	–
Co ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.01
Cr ⁺³	1.05	0.98	1.06	1.07	–	1.14
Al ⁺³	0.26	0.22	0.24	0.26	–	0.27
Fe ⁺³	0.32	0.48	0.50	0.35	–	0.34
Ti ⁺⁴	0.14	0.11	0.06	0.11	–	0.09
V ⁺⁵	0.06	0.06	0.06	0.07	–	0.04
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	46	44	50	48	–	52
герцинит FeAl ₂ O ₄	11	10	12	12	–	12
магнетит FeFe ₂ O ₄	25	29	26	24	–	22
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	1	1	2	1	–	1
франклинит ZnFe ₂ O ₄	2	2	2	2	–	2
якобсит MnFe ₂ O ₄	–	1	1	–	–	–
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	3	3	3	3	–	2
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	13	10	5	10	–	9
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения, н.о. – не определялось.* – анализ 23, вероятно, представляет фазу, близкую к титаноматгемиту, пересчет на формульные количества и миналы не проводился.

Отдельная разновидность обнаруживается среди хромшпинелидов из жильных амфибол-хлоритовых пород (табл. 4, анализы 19-24). По составу они менее железистые по сравнению с прочими жильными хромшпинелидами данного участка, хотя и находятся в наиболее метаморфизованных жильных телах. Анализ внутреннего строения зерен на BSE-изображениях и элементных картах (рис. 3.1.10 Ж; 3.1.12) приводит к выводу о метаморфогенном происхождении данной разновидности хромшпинелида. В интенсивно амфиболитизированных и хлоритизированных породах, очевидно, происходит перекристаллизация первичных оксидных вкрапленников (с укрупнением зерен) и образование необычного хромшпинелида в тесном сростании с магнетитом, ильменитом и силикатными минералами.

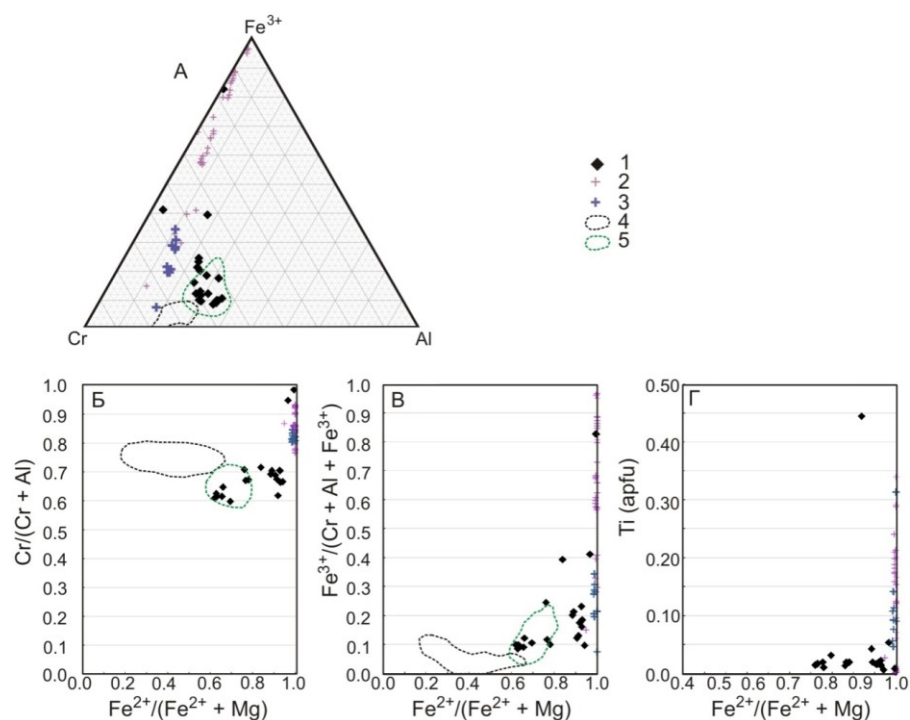


Рис. 3.1.13. Состав хромита и хромсодержащего магнетита из пород массива Южносопчинский на диаграммах: А – Al–Cr–Fe³⁺; Б – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) vs Cr/(Cr+Al); В – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) vs Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺); Г – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) vs Ti. 1 – хромит из гарцбургитов, оливиновых пироксенитов и меланократовых норитов нижней части Южносопчинского массива; 2 – хромсодержащий магнетит из жильных и габбропегматитовых тел зоны контакта верхней и нижней частей Южносопчинского массива; 3 – хромит из амфибол-хлоритовых жил, образованный в результате замещения хромсодержащего магнетита силикатными минералами; 4 – контур поля точек состава магнезиохромита из руд Сопчеозерского месторождения (по рис. 2.6 в данной работе); 5 – контур поля точек состава хромита из пород Мончетундровской интрузии (по рис. 2.6 в данной работе).

Следует упомянуть, что в юго-восточной части Мончегорского комплекса среди метагаббро и метадиоритов массива Габбро 10-ой аномалии установлено магнетитовое тело (50–90 об. % магнетита) мощностью до 1 м (Грошев и др., 2018 а, б). Состав элементов-примесей в магнетите из этого тела и перекрывающих его метадиоритов был изучен с помощью метода LA-ICP-MS. Изученный магнетит имеет сравнительно низкое содержание хрома (477–21000 ppm) и обладает геохимическими чертами, характерными для магматических условий кристаллизации (Грошев и др., 2018 а, б).

Исследование хромшпинелидов участка Южносопчинский позволяет сделать следующие выводы.

Во-первых, высокоглиноземистый (в среднем 13.8 мас. % Al_2O_3) и низкотитанистый (0.7 мас. % TiO_2) акцессорный магматический хромит из нижней части Южносопчинского массива, обнаруженный в гарцбургитах, оливиновых пироксенитах и меланократовых норитах, обладает близким составом с хромитом Мончетундровской интрузии, что подчеркивает генетическую связь двух этих объектов.

Во-вторых, разнообразные мафитовые жилы и габбропегматитовые тела, секущие ультрамафиты Южносопчинского массива и блока Верхний Нюд содержат относительно низкоглиноземистый (в среднем 2.3 мас. % Al_2O_3) и высокотитанистый (4.3 мас. % TiO_2) акцессорный хромит и хромсодержащий магнетит, часто в ассоциации с магнетитом, ильменитом и сульфидной минерализацией. Хромсодержащий магнетит в жилах блока Верхний Нюд может образовывать участки массивного сложения.

В-третьих, для всех типов акцессорного магматического хромита характерно развитие более железистых кайм состава хромита, хромсодержащего магнетита или магнетита. На основе приведенных материалов получение однозначного ответа на вопрос являются ли каймы продуктом автотематоморфизма или поздних метаморфических преобразований пород, не представляется возможным. Однако, высокохромистые (37.7 мас. % Cr_2O_3) и высокотитанистые (5.2 мас. % TiO_2) составы новообразованных хромшпинелидов, отмеченных при практически полном замещении первичного хромсодержащего магнетита вторичными силикатами в жильных телах участка, по-видимому, соответствуют метаморфогенному хромиту.

3.2. Массив Ниттис-Кумужья-Травяная

3.2.1. Геологическое строение, история изучения и фактический материал

Массив НКТ (горы Ниттис, Кумужья и Травяная, см. рис. 3.2.1 А) образует субмеридиональную ветвь Мончегорского комплекса (или его Северную камеру по (Smol'kin, Mokrushin, 2022)). Разрез массива НКТ (рис. 3.2.1 Б) включает (снизу вверх): нориты, габбронориты и плагиопироксениты придонной зоны мощностью 10–100 м; зону гарцбургитов (100–200 м); зону преслаивания гарцбургитов и ортопироксенитов (250–400 м); зону ортопироксенитов (300–700 м). Общая мощность массива НКТ увеличивается к югу от 200–300 до 800–1000 м (Смолькин и др., 2004 а). Массив имеет форму симметричной мульды (рис. 3.2.1 Б) с падением крыльев под углами 20–45° к своей оси (Чашин и др., 2021).

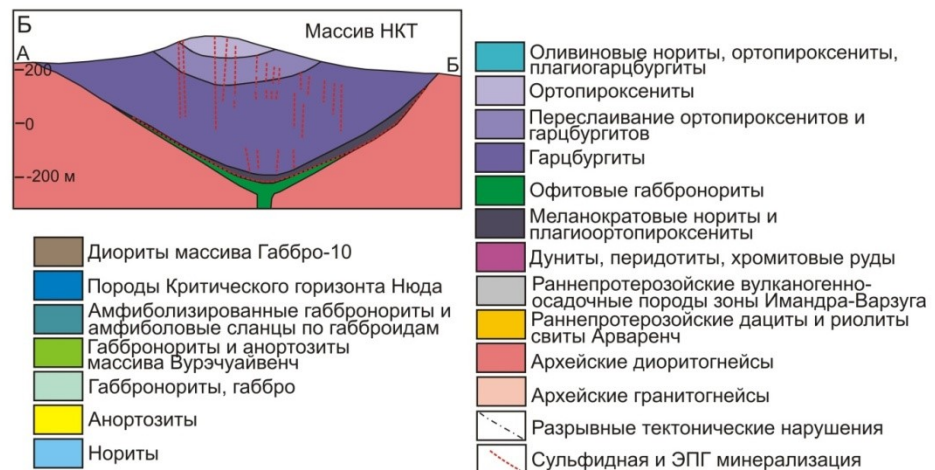
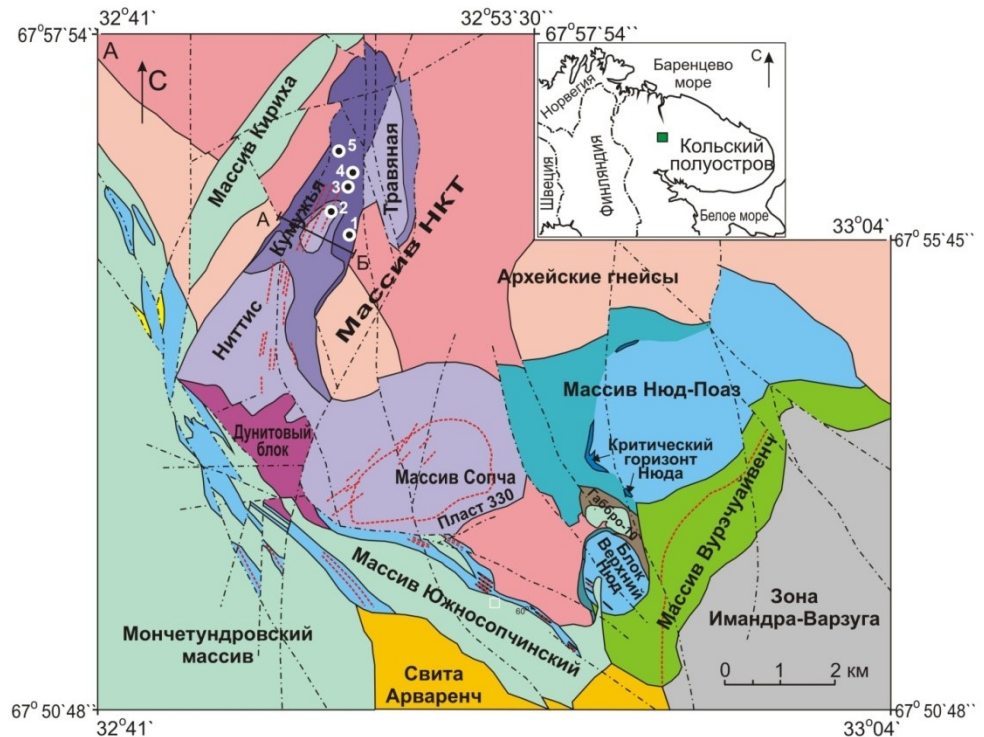


Рис. 3.2.1. А – схема геологического строения Мончегорского комплекса; Б – разрез через массив НКТ по линии А–Б. Кружки с цифрами – место отбора и номер образца с хромитовой минерализацией: 1 – образцы Ку 1, Ку 2, Ку 5 (табл. 5); 2 – образцы КМ 17 (табл. 8); 3 – образцы 7–24 и 8–24 (табл. 6, 7); 4 – образцы 4–24 и 5–24 (табл. 6, 7); 5 – отвалы Шахты № 5 (табл. 5)

Массив НКТ интересен, прежде всего, благодаря присутствию в нем промышленного медно-никелевого сульфидного оруденения. Оно развито на трех уровнях разреза массива НКТ. Открытое в 1930-х годах верхнее рудное поле жил массивных сульфидов, секущих зону ортопироксенитов, зону переслаивания пироксенитов и гарцбургитов и верхнюю часть гарцбургитовой зоны, в течение 40

лет служило основной рудной базой ГОКа «Североникель» до прекращения добычи в середине 1970-х годов. Эти субвертикальные сульфидные жилы выходят на поверхность и достигают глубины 400 м. На 200–250 м ниже по разрезу, на продолжении верхнего рудного поля в нижней части гарцбургитовой зоны залегают платино-медные в значительной степени халькопиритовые руды массива НКТ. Кроме этого, в норитах и габброноритах придонной зоны развиты вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды, протягивающиеся в виде «донной залежи» вдоль оси мульды массива НКТ (Чащин, Митрофанов, 2014).

Изотопный U-Pb возраст офитовых габброноритов и кварцевых норитов краевой зоны массива НКТ составляет 2484.5 ± 7.9 млн лет и 2507 ± 9 млн лет соответственно (Смолькин и др., 2004 а; Чащин, Савченко, 2021).

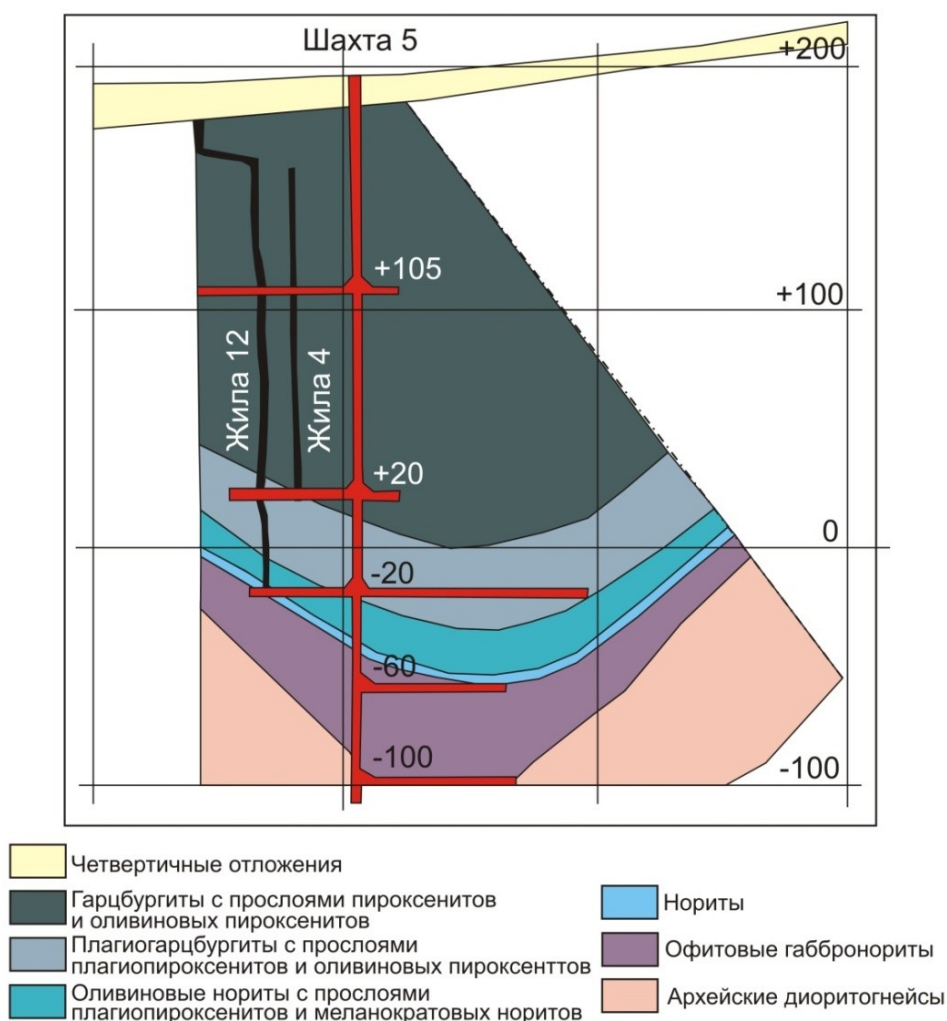


Рис. 3.2.2. Схематический геологический разрез через зону отработки Шахты № 5 (Prirachkin et al., 2013). Жилы 4 и 12 сложены Cu-ЭПГ содержащими сульфидами

Нами были исследованы породы с аксессуарным хромитом из гарцбургитовой зоны и из зоны переслаивания гарцбургитов и пироксенитов, обнаженных на склонах г. Кумужья (кружок 1 на рис. 3.2.1). В дополнение к этому, изучены образцы из гарцбургитов и оливиновых пироксенитов отвалов Шахты № 5, вскрывшей нижние части разреза массива НКТ (кружок 5 на рис. 3.2.1, 3.2.2. и 3.2.3.). Кроме того, отдельное внимание было уделено обогащенным магнезиохромитом породам, встречающимся в глыбах на северо-восточном склоне г. Кумужья (кружки 3 и 4 на рис. 3.2.1). Поиски аналогичных пород в коренном залегании показали, что таковые развиты выше по склону в виде округлых и угловатых ксенолитов вблизи подошвы пироксенитовой зоны (кружок 2 на рис. 3.2.1).

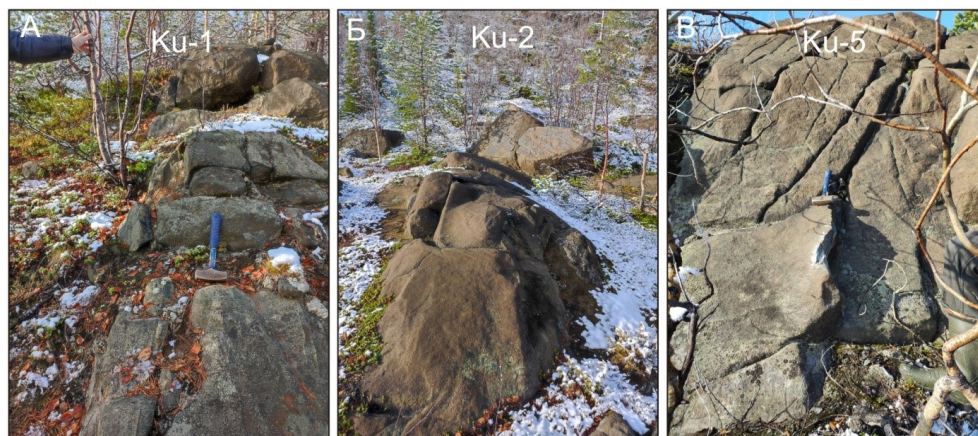


Рис. 3.2.3. Восточный склон г. Кумужья, коренные выходы гарцбургитов массива НКТ из которых были отобраны: А - образец Ку-1, Б - образец Ку-2 и В - образец Ку-5

3.2.2. Морфология и состав хромита в перидотитах и пироксенитах

Массив НКТ сложен преимущественно гарцбургитами, оливиновыми пироксенитами, пироксенитами и плагиопироксенитами (см. выше). В составе этих пород постоянно присутствуют единичные зерна аксессуарного хромита. Обычно хромит образует включения в зернах ортопироксена и оливина (рис. 3.2.4 А, Б), реже занимая позицию между зернами этих минералов. Размер зерен, как правило, составляет от 20 до 100 мкм. Форма зерен неправильная или овальная, иногда с отдельными кристаллографическими гранями, правильные кристаллы встречаются редко. В тех участках, где породы подверглись метаморфическим преобразованиям, хромит достаточно устойчив (рис. 3.2.4 В, Г) и может быть захвачен зернами новообразованных низкотемпературных минералов.

Представительные анализы хромита и хромсодержащего магнетита из пород массива НКТ представлены в табл. 5. Как видно из приведенных данных, хромиты демонстрируют широкий разброс значений железистости, а также содержания Al, Mg и Cr. В целом по своей глиноземистости, титанистости и содержанию хрома хромит из массива НКТ близок к хромиту из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения.

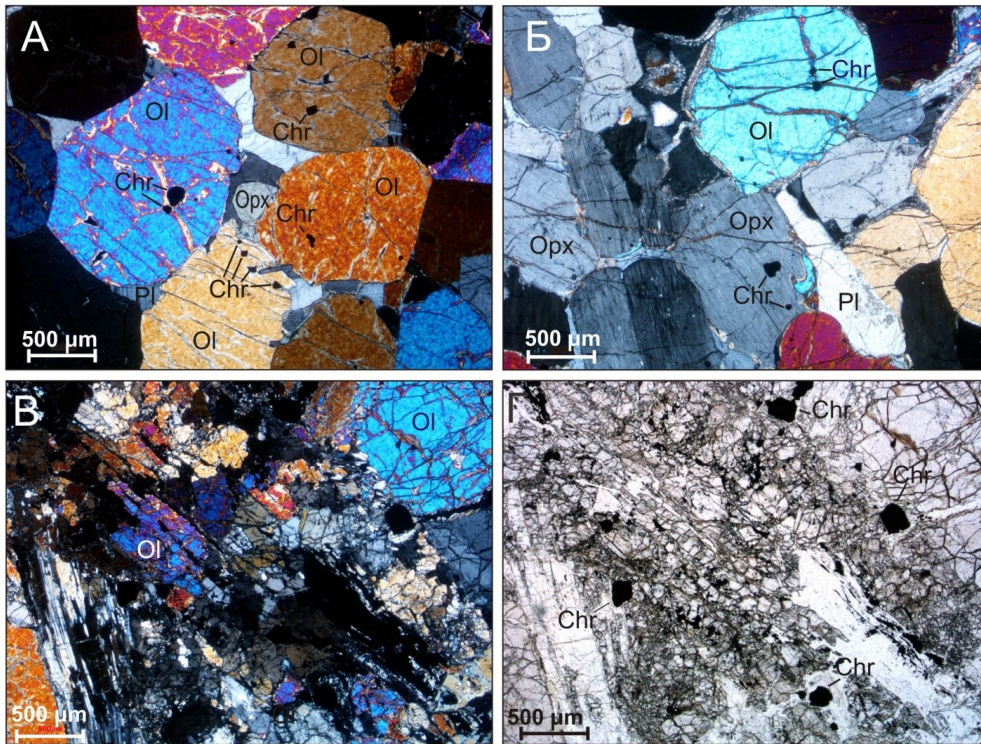


Рис. 3.2.4. Хромит в породах массива НКТ, гора Кумужья.

А – плагиоклазсодержащий гарцбургит, включения хромита в оливине, обр. Кум-1; Б – плагиоклазсодержащий гарцбургит, включения хромита в ортопироксене, обр. Кум-2; В, Г – зона дробления в гарцбургите, зерна хромита перемещены и окружены фрагментами раздробленных зерен оливина и новообразованными зернами амфибола, обр. Кум-7. А, Б, В – николи скрещены, Г – без анализатора. ОI – оливин, Pl – плагиоклаз, Орх – ортопироксен, Chr – хромит

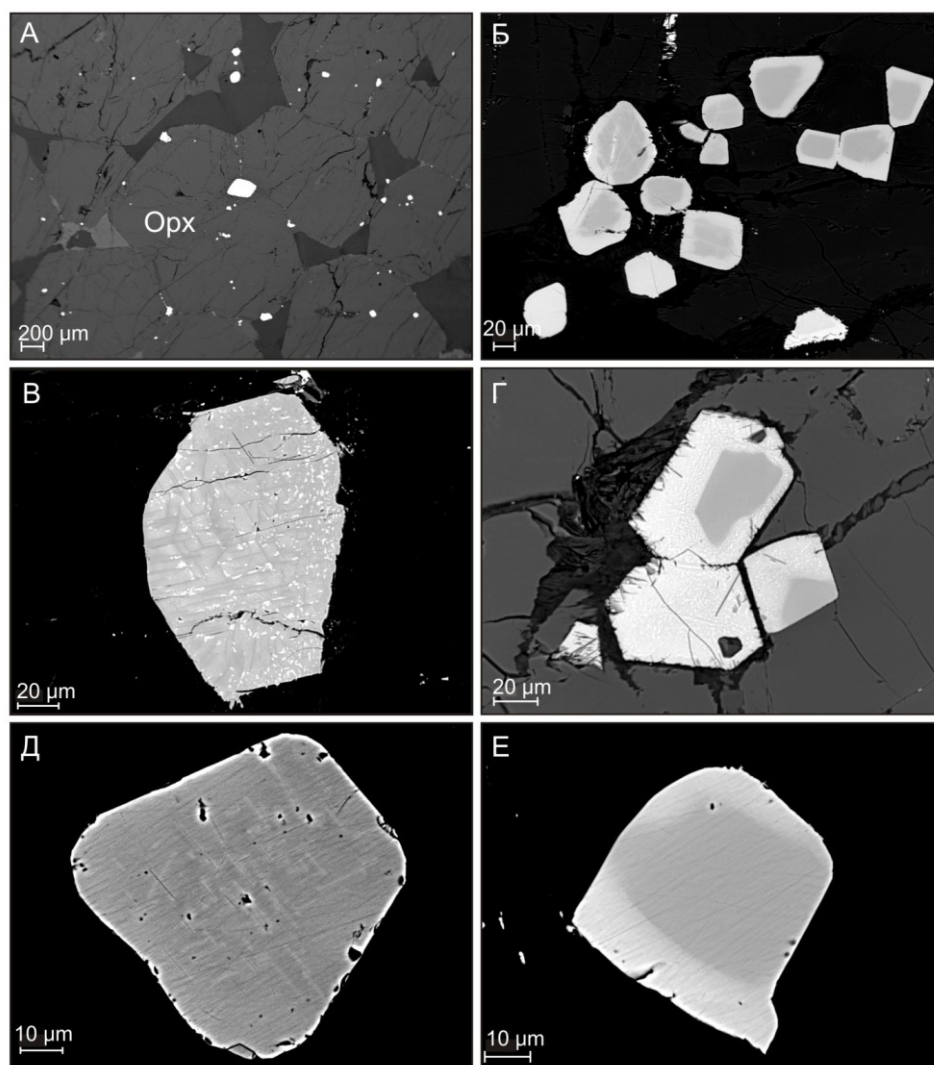


Рис. 3.2.5. Хромит в породах массива НКТ. А – вкрапленность хромита в плагиопироксените из отвалов шахты № 5, обр. 1-2-21; Б – зональный хромит в гарцбургите из отвалов Шахты № 5, обр. 3-3-21; В – гетерогенное зерно хромита в гарцбургите из отвалов Шахты № 5 – хромит со структурами распада, насыщен выделениями магнетита (белое), обр. 2-2-21; Г – зональные кристаллы хромита в гарцбургите из отвалов Шахты № 5, внешние части зерен более неоднородны, обр. 3-3-21; Д – зерно хромита со структурами распада и тонкой магнетитовой каймой (белое) из плагиоклазсодержащего гарцбургита на западном склоне горы Кумужья, обр. Кум-1; Е – зональное зерно хромита из плагиоклазсодержащего гарцбургита на западном склоне горы Кумужья, обр. Кум-1. BSE-изображения. Орх – ортопироксен

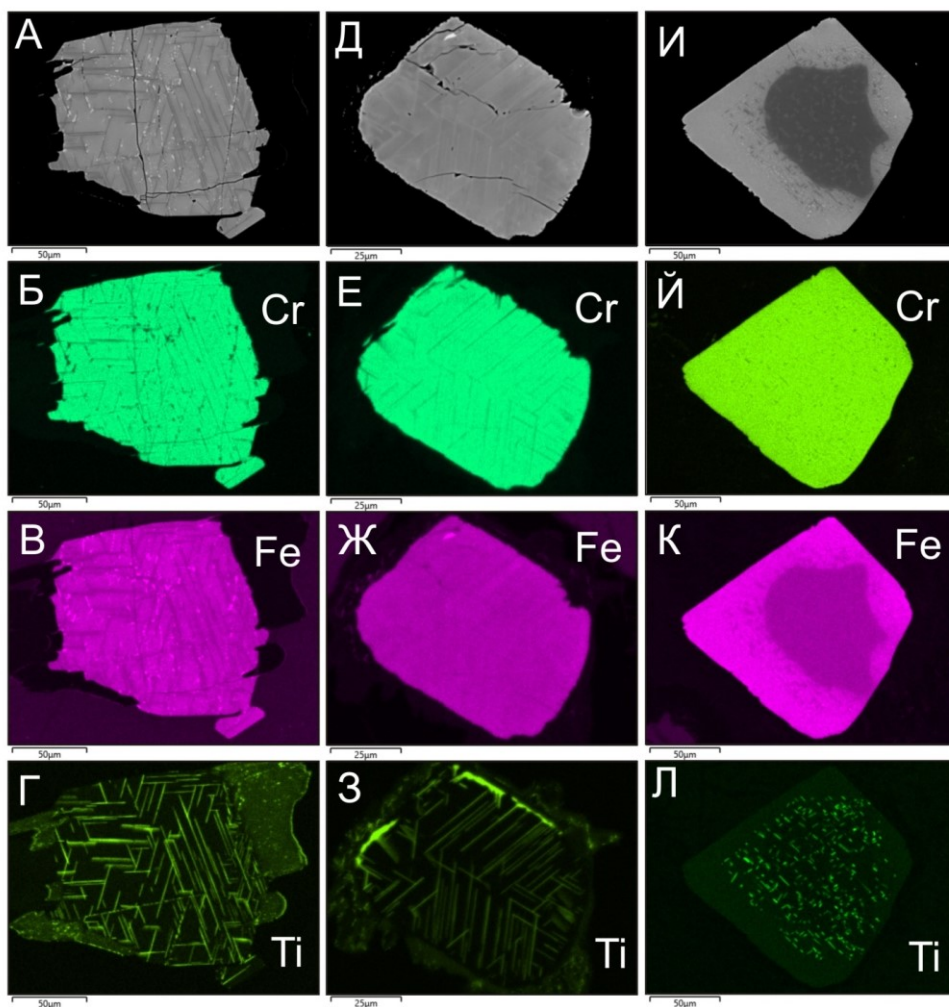


Рис. 3.2.6. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE) и элементные карты, детализирующие характеристики хромита в массиве НКТ (породы из отвалов Шахты №5). А–Г – зерно хромита (серое на фото А) в плагиопироксените с небольшими включениями магнетита (белое на фото А) и решеткой ильменита (темно-серое на фото А), обр. 1-1-21; Д–З – зерно хромита в плагиопироксените с решеткой ильменита и каймой из высокотитанистой минеральной фазы, обр. 1-1-21; И–Л – зональное зерно хромита в гарцбургите, центр содержит небольшие включения ильменита; а край обогащен Fe, обр. 3-1-21

Таблица 5. Представительные анализы хромита и хромсодержащего магнетита из пород массива НКТ

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	1-1-21 1-1	1-1-21 1-2	1-1-21 1-3	1-1-21 1-4	1-1-21 1-5	1-2-21 1-1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.09	0.09	0.10	0.11	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	13.53	9.39	13.48	11.19	11.42	11.36
TiO ₂	0.53	0.63	1.49	1.07	0.77	0.73
Cr ₂ O ₃	37.83	33.92	36.51	33.52	35.18	36.16
V ₂ O ₅	0.42	0.63	0.59	0.60	0.57	0.43
FeO _{общ}	43.77	51.94	42.67	50.30	47.42	46.46
MgO	3.64	2.62	4.82	2.73	3.09	3.24
MnO	0.38	н.п.о.	0.29	0.38	0.45	н.п.о.
NiO	0.18	0.27	0.20	0.28	0.23	0.19
ZnO	0.33	0.20	н.п.о.	0.24	0.39	0.32
Сумма	100.70	99.69	100.15	100.42	99.68	99.05
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.18	0.13	0.24	0.14	0.16	0.17
Fe ⁺²	0.80	0.86	0.78	0.86	0.83	0.83
Mn ⁺²	0.01	–	0.01	0.01	0.01	–
Zn ⁺²	0.01	0.01	–	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	1.00	0.92	0.96	0.90	0.95	0.98
Al ⁺³	0.53	0.38	0.53	0.45	0.46	0.46
Fe ⁺³	0.42	0.63	0.41	0.57	0.52	0.50
Ti ⁺⁴	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	32	33	23	31	31	32
герцинит FeAl ₂ O ₄	27	19	26	22	23	23
магнетит FeFe ₂ O ₄	20	32	22	28	25	25
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	18	13	23	14	16	16
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	–	–	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	–	1	1	1	–
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	–	1	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	2	4	3	2	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ образца	1-2-21 1-2	1-2-21 1-3	1-2-21 1-4	1-2-21 1-5	1-3-21 1-1	1-3-21 1-2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.11	0.14	0.17	0.10	0.12	0.10
Al ₂ O ₃	9.32	16.25	4.83	14.05	16.61	12.13
TiO ₂	0.85	1.53	0.43	1.85	1.68	0.54
Cr ₂ O ₃	35.71	34.61	20.17	37.96	34.75	37.63
V ₂ O ₅	0.54	0.56	0.54	0.47	0.46	0.53
FeO _{общ}	48.79	39.00	66.30	39.99	42.36	45.01
MgO	2.63	6.50	2.39	4.16	4.16	3.22
MnO	0.51	0.38	0.28	0.45	0.35	0.38
NiO	0.26	0.26	0.86	0.14	0.24	0.22
ZnO	0.31	0.15	0.08	0.10	0.21	0.21
Сумма	99.03	99.38	96.05	99.27	100.94	99.970
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.14	0.32	0.13	0.21	0.20	0.16
Fe ⁺²	0.85	0.69	0.84	0.81	0.81	0.82
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	0.01	–	–	–	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	0.01	0.03	–	0.01	0.01
Cr ⁺³	0.98	0.90	0.58	1.01	0.90	1.01
Al ⁺³	0.38	0.63	0.21	0.56	0.64	0.48
Fe ⁺³	0.57	0.37	1.16	0.31	0.35	0.45
Ti ⁺⁴	0.02	0.04	0.01	0.05	0.04	0.01
V ⁺⁵	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Si ⁺⁴	–	0.01	0.01	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	35	13	16	29	24	34
герцинит FeAl ₂ O ₄	19	30	10	27	31	24
магнетит FeFe ₂ O ₄	27	20	56	18	19	22
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	13	31	13	20	20	16
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–	–
якобит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	1	3	–	1	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	2	4	1	5	4	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	13	14	15	16	17	18
№ образца	1-3-21 1-3	1-3-21 1-4	2-1-21 1-1	2-1-21 1-2	2-1-21 1-3	2-1-21 1-4
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.09	0.12	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.14
Al ₂ O ₃	12.17	11.58	17.60	14.05	12.31	11.59
TiO ₂	0.65	0.54	1.43	0.37	4.32	10.54
Cr ₂ O ₃	38.50	36.62	36.46	35.16	31.21	29.57
V ₂ O ₅	0.55	0.52	0.25	0.48	0.86	0.81
FeO _{общ}	44.80	45.97	37.73	44.36	45.51	42.48
MgO	3.26	2.91	5.59	3.75	3.22	3.58
MnO	0.50	0.48	0.36	0.43	0.34	0.45
NiO	0.21	0.15	0.19	0.20	0.26	0.16
ZnO	0.18	0.28	0.14	0.32	0.24	0.22
Сумма	100.91	99.17	99.75	99.12	98.27	99.54
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.16	0.15	0.27	0.19	0.17	0.18
Fe ⁺²	0.82	0.83	0.74	0.79	0.92	1.06
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	0.01	–	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	0.01	0.01	0.01	–
Cr ⁺³	1.02	0.99	0.95	0.94	0.85	0.80
Al ⁺³	0.48	0.47	0.68	0.56	0.50	0.47
Fe ⁺³	0.44	0.48	0.29	0.46	0.39	0.16
Ti ⁺⁴	0.02	0.01	0.04	0.01	0.11	0.27
V ⁺⁵	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	35	34	19	28	24	17
герцинит FeAl ₂ O ₄	24	23	33	28	23	18
магнетит FeFe ₂ O ₄	21	23	16	21	26	26
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	16	15	27	19	15	14
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	1	–	1	1	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	–	1	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	–	1	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	3	1	10	21
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	19	20	21	22	23	24
№ образца	2-1-21 1-5	2-1-21 2-1	2-1-21 2-2	2-1-21 2-3	2-2-21 1-1	2-2-21 1-2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.27	0.14	0.15	0.14	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	2.71	11.07	2.48	12.76	14.19	19.38
TiO ₂	0.68	0.58	1.26	0.63	0.43	1.08
Cr ₂ O ₃	15.25	34.19	14.31	33.49	35.99	36.16
V ₂ O ₅	0.71	0.57	0.41	0.64	0.28	0.31
FeO _{общ}	73.11	48.22	74.14	48.03	44.48	34.10
MgO	1.04	3.03	0.90	2.61	3.61	8.83
MnO	0.13	0.41	0.23	0.35	0.46	0.29
NiO	0.67	0.26	0.63	0.17	0.15	0.25
ZnO	0.04	0.26	н.п.о.	0.38	0.28	0.14
Сумма	94.61	98.73	94.51	99.20	99.87	100.54
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.06	0.16	0.05	0.13	0.18	0.42
Fe ⁺²	0.93	0.83	0.95	0.85	0.80	0.59
Mn ⁺²	–	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	0.01	–	0.01	0.01	–
Ni ⁺²	0.02	0.01	0.02	0.01	–	0.01
Cr ⁺³	0.45	0.93	0.42	0.90	0.96	0.90
Al ⁺³	0.12	0.45	0.11	0.51	0.56	0.72
Fe ⁺³	1.35	0.56	1.37	0.52	0.45	0.31
Ti ⁺⁴	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03
V ⁺⁵	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	17	31	16	32	30	3
герцинит FeAl ₂ O ₄	6	22	5	25	28	35
магнетит FeFe ₂ O ₄	67	27	68	25	21	16
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	6	15	5	13	18	41
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	1	–	1	1	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	–	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	2	1	2	–	–	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	1	1	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	3	2	1	3
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	1	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	25	26	27	28	29	30
№ образца	2-2-21 1-3	2-2-21 1-4	2-2-21 1-5	2-2-21 1-6	2-2-21 1-7	2-2-21 1-8
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	н.п.о.	0.08	0.16	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	15.57	11.87	10.86	2.49	17.13	10.72
TiO ₂	3.29	3.23	0.66	1.83	1.43	0.79
Cr ₂ O ₃	35.23	31.40	31.74	14.62	36.54	37.90
V ₂ O ₅	0.42	0.59	0.61	0.49	0.42	0.45
FeO _{общ}	40.25	47.14	51.35	74.00	38.27	46.49
MgO	5.22	2.81	2.55	0.89	6.28	2.97
MnO	0.40	0.46	0.39	0.17	0.34	0.45
NiO	0.26	н.п.о.	0.26	0.47	0.29	0.29
ZnO	0.17	0.27	0.21	0.05	0.08	0.28
Сумма	100.80	97.77	98.71	95.17	100.78	100.34
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.26	0.15	0.13	0.05	0.30	0.15
Fe ⁺²	0.80	0.91	0.86	0.97	0.71	0.84
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	0.01	0.01	–	–	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	0.91	0.86	0.87	0.43	0.93	1.02
Al ⁺³	0.60	0.49	0.44	0.11	0.65	0.43
Fe ⁺³	0.30	0.46	0.63	1.33	0.33	0.49
Ti ⁺⁴	0.08	0.08	0.02	0.05	0.04	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	0.01	–	–
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	19	27	30	16	16	36
герцинит FeAl ₂ O ₄	28	23	22	5	32	21
магнетит FeFe ₂ O ₄	20	27	30	67	17	23
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	24	13	13	5	30	15
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	1	–	–	–	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	–	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	1	1	1	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	8	8	2	5	3	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	1	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	31	32	33	34	35	36
№ образца	2-2-21 1-9	3-1-21 1-1	3-1-21 1-1a	3-1-21 1-2	3-1-21 1-3	3-1-21 1-4
		центр	край	центр	край	
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	12.27	18.03	4.97	18.00	9.54	4.36
TiO ₂	0.63	1.13	0.95	0.24	0.70	1.36
Cr ₂ O ₃	36.92	36.59	34.16	41.53	39.83	33.24
V ₂ O ₅	0.51	0.23	0.23	0.20	0.20	0.30
FeO _{общ}	45.77	38.77	55.04	35.12	46.31	57.37
MgO	3.35	4.02	1.34	4.33	2.77	1.55
MnO	0.46	0.53	0.51	0.47	0.57	0.45
NiO	0.21	0.15	0.23	0.08	0.14	0.32
ZnO	0.33	1.12	0.41	1.10	0.63	0.32
Сумма	100.55	100.57	97.84	101.07	100.69	99.27
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.17	0.20	0.07	0.21	0.14	0.08
Fe ⁺²	0.82	0.78	0.92	0.75	0.84	0.92
Mn ⁺²	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Zn ⁺²	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	0.01	–	–	0.01
Cr ⁺³	0.98	0.95	0.98	1.08	1.08	0.94
Al ⁺³	0.49	0.70	0.21	0.70	0.39	0.18
Fe ⁺³	0.47	0.28	0.75	0.21	0.49	0.79
Ti ⁺⁴	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04
V ⁺⁵	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	32	27	41	33	39	38
герцинит FeAl ₂ O ₄	24	34	10	35	19	9
магнетит FeFe ₂ O ₄	22	12	36	7	22	39
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	17	19	7	21	14	8
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	3	1	3	2	1
якобит MnFe ₂ O ₄	1	1	2	1	2	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	1	–	–	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	–	–	–	–
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	2	3	3	1	2	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	37	38	39	40	41	42
№ образца	3-1-21 1-5	3-1-21 1-6	3-1-21 1-7	3-1-21 1-8	3-1-21 1-9	3-1-21 1-10
		центр	край	центр	центр	
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	6.98	19.10	8.65	19.90	17.50	6.25
TiO ₂	0.80	0.46	0.70	0.31	0.67	0.91
Cr ₂ O ₃	34.44	41.50	38.60	34.86	41.60	35.95
V ₂ O ₅	0.45	0.19	0.24	0.33	н.п.о.	0.44
FeO _{общ}	55.05	34.39	48.18	40.23	35.11	53.21
MgO	2.11	4.89	2.62	4.52	4.88	2.32
MnO	0.65	0.49	0.59	0.49	0.42	0.55
NiO	0.09	0.11	0.26	0.18	0.19	0.12
ZnO	0.51	0.47	0.28	0.81	0.20	0.25
Сумма	101.08	101.60	100.12	101.63	100.57	100.00
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.11	0.24	0.14	0.22	0.24	0.12
Fe ⁺²	0.87	0.75	0.85	0.75	0.76	0.87
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	–	0.01	0.01	0.01	–
Cr ⁺³	0.94	1.06	1.06	0.89	1.08	0.99
Al ⁺³	0.28	0.73	0.35	0.75	0.68	0.26
Fe ⁺³	0.71	0.18	0.54	0.33	0.21	0.68
Ti ⁺⁴	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	36	29	39	23	30	37
герцинит FeAl ₂ O ₄	14	36	18	38	33	13
магнетит FeFe ₂ O ₄	34	7	26	13	10	33
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	11	23	13	22	24	12
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	2	–	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	1	2	1	1	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	1	1	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	–	1	–	1
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	2	1	2	1	2	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	43	44	45	46	47	48
№ образца	3-2-21 1-1	3-2-21 1-2	3-2-21 1-3	3-2-21 1-4	3-2-21 1-5	3-2-21 1-6
	центр	край			центр	край
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	0.15	0.12	0.13	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	17.99	7.81	4.07	2.94	12.64	3.95
TiO ₂	1.58	0.53	1.21	1.57	0.49	0.79
Cr ₂ O ₃	35.18	33.20	33.09	25.78	36.66	34.71
V ₂ O ₅	0.27	0.26	0.38	0.32	0.28	0.40
FeO _{общ}	38.70	53.11	57.37	64.59	45.99	56.85
MgO	4.14	1.87	1.40	1.04	2.87	1.53
MnO	0.49	0.54	0.56	0.48	0.58	0.51
NiO	н.п.о.	0.21	0.26	0.36	0.08	0.28
ZnO	1.08	0.58	0.35	0.29	0.87	0.43
Сумма	99.43	98.26	98.81	97.50	100.46	99.45
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.21	0.10	0.08	0.06	0.15	0.08
Fe ⁺²	0.79	0.87	0.92	0.95	0.83	0.90
Mn ⁺²	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	0.01	0.01	–	0.01
Cr ⁺³	0.92	0.93	0.94	0.74	0.98	0.98
Al ⁺³	0.70	0.33	0.17	0.13	0.50	0.17
Fe ⁺³	0.28	0.70	0.80	1.02	0.48	0.79
Ti ⁺⁴	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	0.01	–	0.01	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	25	36	38	31	34	41
герцинит FeAl ₂ O ₄	34	16	8	6	25	8
магнетит FeFe ₂ O ₄	13	32	39	50	21	38
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	20	10	7	6	14	8
франклинит ZnFe ₂ O ₄	3	1	1	1	2	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	2	2	1	2	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	1	1	–	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	1	–	–	1
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	4	1	3	4	1	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	49	50	51	52	53
№ образца	3-2-21 1-7	3-2-21 2-1	3-2-21 2-2	3-2-21 2-3	3-2-21 2-4
		центр	край		
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.25	н.п.о.	н.п.о.	0.11	н.п.о.
Al ₂ O ₃	2.19	11.19	3.59	1.41	3.10
TiO ₂	0.64	1.05	0.92	0.61	1.16
Cr ₂ O ₃	21.82	39.95	37.95	16.02	31.90
V ₂ O ₅	0.35	0.52	0.43	0.32	0.27
FeO _{общ}	69.12	42.85	53.30	73.99	58.53
MgO	0.95	2.87	1.32	0.67	1.28
MnO	0.41	0.59	0.62	0.27	0.48
NiO	0.26	0.13	0.15	0.34	0.23
ZnO	0.33	0.73	0.39	0.20	0.32
Сумма	96.32	99.88	98.67	93.94	97.27
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.05	0.15	0.07	0.04	0.07
Fe ⁺²	0.93	0.84	0.92	0.95	0.93
Mn ⁺²	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	–	0.01	0.01
Cr ⁺³	0.64	1.08	1.08	0.48	0.92
Al ⁺³	0.10	0.45	0.15	0.06	0.13
Fe ⁺³	1.21	0.39	0.69	1.40	0.87
Ti ⁺⁴	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
V ⁺⁵	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	–	–	–	–
Состав в пересчете на миалы					
хромит FeCr ₂ O ₄	26	39	46	20	38
герцинит FeAl ₂ O ₄	5	22	8	3	7
магнетит FeFe ₂ O ₄	58	18	33	69	42
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	5	14	7	4	7
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	2	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	2	2	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	–	1	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	1	1	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	3	2	2	3
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–

Таблица 5 (продолжение)

№ п/п	54	55	56	57	58	59
№ образца	Ку-1 1	Ку-1 1 3	Ку-1 2	Ку-1 3	Ку-1 4	Ку-2 1
				центр	край	
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.19	0.08	0.22	0.40	0.49	0.47
Al ₂ O ₃	13.60	14.07	14.50	15.17	11.14	13.21
TiO ₂	2.02	1.23	0.69	0.85	0.90	1.19
Cr ₂ O ₃	40.57	40.82	41.39	38.72	37.60	41.15
V ₂ O ₅	0.32	0.38	0.31	0.30	0.35	0.26
FeO _{общ}	38.05	38.38	37.19	39.66	44.46	38.15
MgO	4.03	4.05	3.87	3.31	2.64	5.18
MnO	0.50	0.33	0.56	0.52	0.54	0.47
NiO	0.14	0.17	0.14	0.13	0.17	0.12
CoO	0.08	0.20	0.10	0.10	0.09	0.16
ZnO	0.30	0.29	0.36	0.78	0.54	0.33
Сумма	99.79	100.00	99.33	99.95	98.91	100.70
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.20	0.20	0.19	0.17	0.14	0.26
Fe ⁺²	0.82	0.80	0.79	0.81	0.84	0.74
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	–	–	0.01	–
Co ⁺²	–	0.01	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.08	1.08	1.10	1.03	1.03	1.08
Al ⁺³	0.54	0.56	0.58	0.60	0.45	0.52
Fe ⁺³	0.26	0.28	0.26	0.30	0.44	0.32
Ti ⁺⁴	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	–	0.01	0.01	0.02	0.02
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	32	33	35	34	37	27
герцинит FeAl ₂ O ₄	26	27	28	29	22	25
магнетит FeFe ₂ O ₄	15	15	12	13	21	16
магнезиохром ит MgCr ₂ O ₄	19	20	19	16	13	25
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	2	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	2	1	2	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	1	–	–	1	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	5	3	2	2	2	3
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	1	1	2	1

Таблица 5 (окончание)

№ п/п	60	61	62	63	64	65
№ образца	Ku-2 1 4	Ku-2 2	Ku-5 1	Ku-5 1 3	Ku-5 2	Ku-5 3
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.о.	0.00	0.35	0.12	0.29	0.40
Al ₂ O ₃	15.53	16.22	15.05	15.41	15.52	17.31
TiO ₂	0.83	1.43	0.92	1.00	1.10	1.00
Cr ₂ O ₃	39.78	40.56	43.22	43.16	43.16	41.69
V ₂ O ₅	0.44	0.24	0.23	0.34	0.25	0.28
FeO _{общ}	38.88	31.54	34.47	34.82	34.66	33.44
MgO	4.14	8.90	4.97	4.39	4.87	5.61
MnO	0.27	0.32	0.43	0.38	0.45	0.41
NiO	0.21	0.15	0.14	0.15	0.12	0.16
CoO	0.24	н.п.о.	0.14	0.23	0.11	0.09
ZnO	0.40	0.20	0.32	н.п.о.	0.31	0.20
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Сумма	100.72	99.53	100.25	100.00	100.83	100.58
Mg ⁺²	0.20	0.43	0.25	0.22	0.24	0.27
Fe ⁺²	0.79	0.59	0.75	0.79	0.76	0.72
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	–	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	–	–	–	–
Co ⁺²	0.01	–	–	0.01	–	–
Cr ⁺³	1.04	1.04	1.13	1.14	1.12	1.07
Al ⁺³	0.61	0.62	0.59	0.61	0.60	0.66
Fe ⁺³	0.29	0.27	0.21	0.19	0.20	0.19
Ti ⁺⁴	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	0.01	–	0.01	0.02
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	31	9	31	34	31	25
герцинит FeAl ₂ O ₄	30	30	29	30	29	32
магнетит FeFe ₂ O ₄	14	15	10	10	10	10
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	20	42	24	21	23	26
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	–	1	–	1	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	3	2	2	3	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	1	2

Примечание. 1–14 – хромит из плагиопироксенитов, отвалы Шахты № 5; 15–53 хромит и хромосодержащий магнетит (анализы 19, 21, 28, 49, 52) из гарцбургитов, отвалы шахты № 5; 54–65 – хромит из гарцбургитов, западный склон горы Кумжъя. н.п.о. – ниже порога обнаружения, н.о. – элемент не определялся.

3.2.3. Морфология и состав хромитинелидов в гарцбургитовых ксенолитах

Важно отметить, что помимо пород, слагающих расслоенную серию массива НКТ, хромит встречается здесь и в других образованиях. Так, в 70-е годы XX в. в центральной части массива на северо-восточном склоне горы Кумужья были найдены две необычные глыбы пород (гарцбургитов), обогащенных хромитом (магнезиохромитом). Первая их находка, по-видимому, была сделана В. С. Докучаевой, о чем косвенно указывают анализы магнезиохромита без точной привязки из работы (Докучаева, Полежаева, 1990). В дальнейшем упоминания об этих породах встречаются в работах Ю. Н. Нерадовского, В. Ф. Смолькина и А. В. Мокрушина (Смолькин и др., 2004 а, в).

В 2015 г. А. Ю. Барков и соавторы исследовали верхнюю по склону глыбу (Барков и др., 2015; Barkov et al., 2015), обратив внимание на редкую «сфероидальную» текстуру породы, а также необычный состав магнезиохромита и порообразующих минералов. Однако нахождение хромитоносных гарцбургитов в глыбах долгое время не позволяло уверенно относить их к массиву НКТ.

В 2017 г. Н. Ю. Грошев и студенты АФ МГТУ (ныне – МАУ) А. М. Сущенко и М. В. Сидельников провели полевые исследования по поиску обогащенных хромитом пород в коренном залегании. В результате на горе Кумужья было найдено большое количество мелких ксенолитов хромитоносных гарцбургитов и хромититов, а также достаточно крупные ксенолиты обогащенных хромитом гарцбургитов, аналогичных известным в глыбах (Сущенко и др., 2019). Вышеназванные ксенолиты были опробованы, а результаты обработки анализов легли в основу данного раздела.

3.2.3.1. Хромитинелиды из глыб горы Кумужьей

В 2024 г. авторы настоящей монографии дополнительно опробовали обе глыбы на западном склоне горы Кумужья. Глыба № 1 (нижняя по склону) в настоящее время разбита на несколько фрагментов размером от 1×0.8 до 0.5×0.5 м (рис. 3.2.7 А, Б), сложенных оливиновыми пироксенитами в которых включены ксенолиты гарцбургитов, насыщенных магнезиохромитом. Глыба № 2 (верхняя по склону) имеет размер 1×1.3 м (рис. 3.2.7 В, Г).

На рис. 3.2.7 хорошо видно, что породы, насыщенные магнезиохромитом, резко выделяются на выветрелой поверхности глыб. Границы между ксенолитами и вмещающей породой резкие, четкие. А. Ю. Барков и соавторы, исследовавшие глыбу № 2, указывают, что рельефные сфероиды, отчетливо выделяющиеся на выветрелой поверхности, состоят в основном из крупных ойкокристаллов (до 3–4 см) ортопироксена, вмещающих агрегаты мелкозернистой хромистой шпинели, а матрица в основном состоит из оливина, окруженного пятнами хромита (Барков и др., 2015; Barkov et al., 2015). Авторы делают вывод, что этот рисунок представляет новую разновидность сфероидального выветривания поверхности породы, который предположительно возник в основном из-за первичных магматических характеристик породы, тогда как другие факторы, такие как дифференциальные скорости выветривания оливина и ортопироксена, имели второстепенное значение (Барков и др., 2015; Barkov et al., 2015).



Рис. 3.2.7. Глыбы хромитонесных пород на западном склоне горы Кумужья. А, Б – фрагменты Глыбы № 1 (нижняя по склону); В, Г – Глыба № 2 (верхняя по склону) и ее фрагмент

Тектурные особенности, характер выветрелой поверхности, а также минеральный состав глыб № 1 и № 2 практически идентичны, что говорит об их общем источнике.

Текстура породы пятнистая, структура пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая, с элементами сидеронитовой. Порода состоит из оливина,

ортопироксена и магнезиохромита, с незначительным количеством вторичных минералов – талька и хлорита (рис. 3.2.8 А–Г). Содержание магнезиохромита в среднем около 25–30 %. В породе выделяются отдельные участки, состоящие из ойкокристаллов энстатита размером 1–3 см с заключенными в нем зернами форстерита и магнезиохромита (рис. 3.2.8 Б; 3.2.9 А, Б). Именно эти участки формируют бугорки на выветрелой поверхности. Зерна форстерита, заключенные в зерне энстатита, имеют размер 0.2–1 мм. Форма зерен форстерита или близка к овальной, или неправильная, контуры зерен сглаженные, производят впечатление резорбированных. Зерна форстерита распределены в ойкокристаллах энстатита достаточно равномерно на расстоянии 0.5–2 мм.

Магнезиохромит, заключенный в ойкокристаллах энстатита, образует зерна размером от сотых долей до 0.1–0.2 мм. Зерна магнезиохромита овальной формы, в некоторых из них видны отдельные редкие грани квадратных сечений. Внутреннее строение зерен однородное, зональность не отмечена. Зерна магнезиохромита также образуют неплотные шпирь («дорожки»), которые окружают зерна форстерита. В отдельных случаях шпирь магнезиохромита контактируют с зернами форстерита, но в большинстве случаев «дорожки» магнезиохромита огибают зерна форстерита.

Крупные ойкокристаллы энстатита окружены участками породы, состоящими из зерен форстерита и магнезиохромита (рис. 3.2.8 А, В, Г). Зерна форстерита имеют размер 1–2.5 мм, т. е. они более крупные по сравнению с вросками форстерита в энстатите, имеют неправильную форму, края зерен неровные, границы изрезанные, очерчены окружающими магнезиохромитовыми зернами. Внутри некоторых зерен форстерита заметны единичные вроски магнезиохромита (рис. 3.2.8 В, Г).

Зерна форстерита окружены плотными шпирями, сложенными магнезиохромитом (рис. 3.2.8 А, В, Г; 3.2.9 В). Кристаллы магнезиохромита в этих шпирях заметно крупнее, чем заключенные в ойкокристаллах энстатита и достигают размера 0.7 мм. Форма сечений овальная, нередко заметны сглаженные кристаллографические очертания. Внутри шпиров кристаллы магнезиохромита тесно прилегают друг к другу. Магнезиохромит незональный, однородный (рис. 3.2.9 В, Г). Шпирь магнезиохромита содержат отдельные мелкие включения пирротина, пентландита, халькопирита (рис. 3.2.8 Г). А. Ю. Барков с соавторами указывают, что в составе глыбы № 2 обнаружены минералы платиноидов (Барков и др., 2015; Barkov et al., 2015).

Таким образом, порода в ксенолитах, встреченных в глыбах на горе Кумужья, представляет собой гарцбургит с содержанием магнезиохромита около 25–30 %. Схема строения породы показана на рис. 3.2.10 Б.

Здесь необходимо отметить, что термин «нодулярные» хромититы, использованный ранее (Smol'kin, Mokrushin, 2022) применительно к породам данных глыб, не соответствует их природе по ряду позиций. Нодулярные хромититы это хромитовые руды с округлыми стяжениями хромита среди силикатов, преимущественно оливина, широко развитые в ультрамафитовых комплексах складчатых поясов, т. е. среди подформных хромитовых залежей, таких как месторождение Луобуса в Китае (рис. 3.2.10 В). Существуют гипотезы магматического происхождения нодулярных хромититов, но также распространена достаточно убедительная версия тектонического происхождения нодулярных текстур в условиях высокого давления (Савельев, 2013). В любом случае термин «нодулярный» хромитит неприменим к

хромитоносным породам из ксенолитов массива НКТ, поскольку в них хромит (магнезиохромит) не образует стяжений или пятен, а наоборот, зерна хромита окружают зерна силикатов, как это видно на рис. 3.2.8–3.2.10.

Состав магнезиохромита из гарцбургитов глыб горы Кумужья представлен в табл. 6. Важно отметить, что в таблице характеризуются две морфологические разновидности магнезиохромита (сидеронитовые и вкрапленные, см. рис. 3.2.9), между которыми существуют некоторые отличия. Так, в сидеронитовых разновидностях магнезиохромита содержание Cr_2O_3 колеблется от 46.5 до 49 мас. %, в то время как во вкрапленных от 48.8 до 51 мас. %. Содержание $FeO_{общ}$ в сидеронитовых разновидностях варьирует от 23.2 до 28.8 мас. %, во вкрапленных хромитах от 24.4 до 26.3 мас. %. То есть вкрапленный магнезиохромит характеризуется более высоким содержанием Cr и меньшим содержанием Fe по сравнению с сидеронитовым из того же образца.

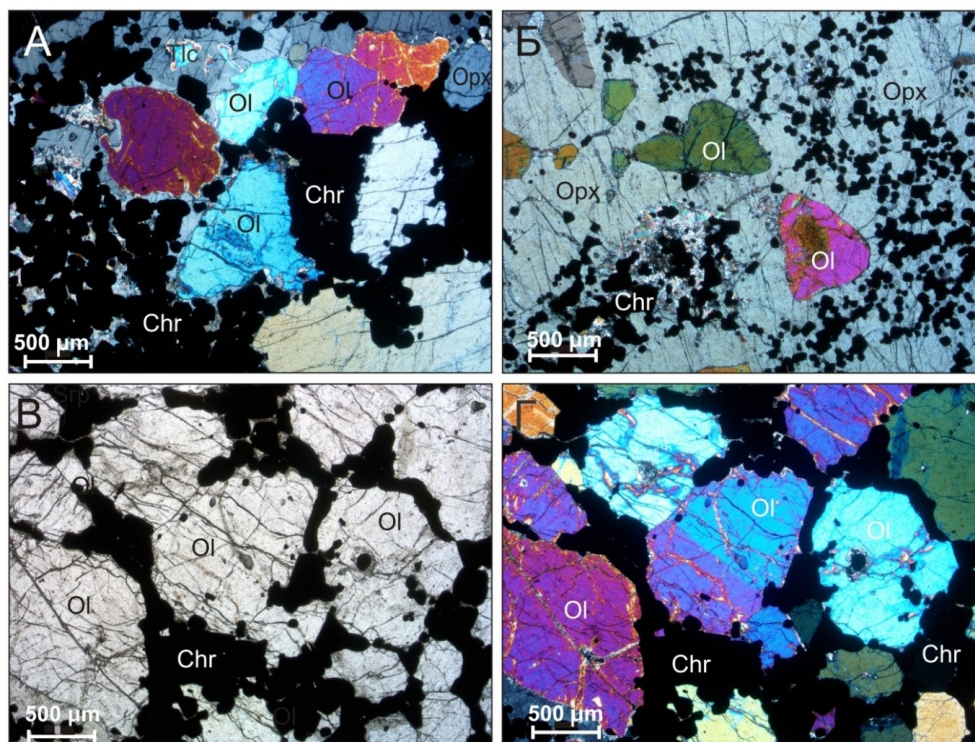


Рис. 3.2.8. Магнезиохромит в породах из глыб на горе Кумужья. А, Б – глыба № 1 (нижняя по склону), гарцбургит с содержанием магнезиохромита около 25 %, обр. 4-24; В, Г – глыба № 2 (верхняя по склону), гарцбургит с содержанием магнезиохромита около 30 %, обр. 7-24; А, Б, Г – николи скрещены, В – без анализатора. Ol – оливин (форстерит), Тс – тальк, Орх – ортопироксен, Chr – магнезиохромит

Если сравнить магнезиохромит из хромитоносных ксенолитов (табл. 6) и аксессуарный хромит из пород массива НКТ (табл. 5), то можно заметить, что первый по сравнению со вторым значительно более хромистый, содержит больше Al и Mg, но меньше $Fe_{общ}$ и Ti.

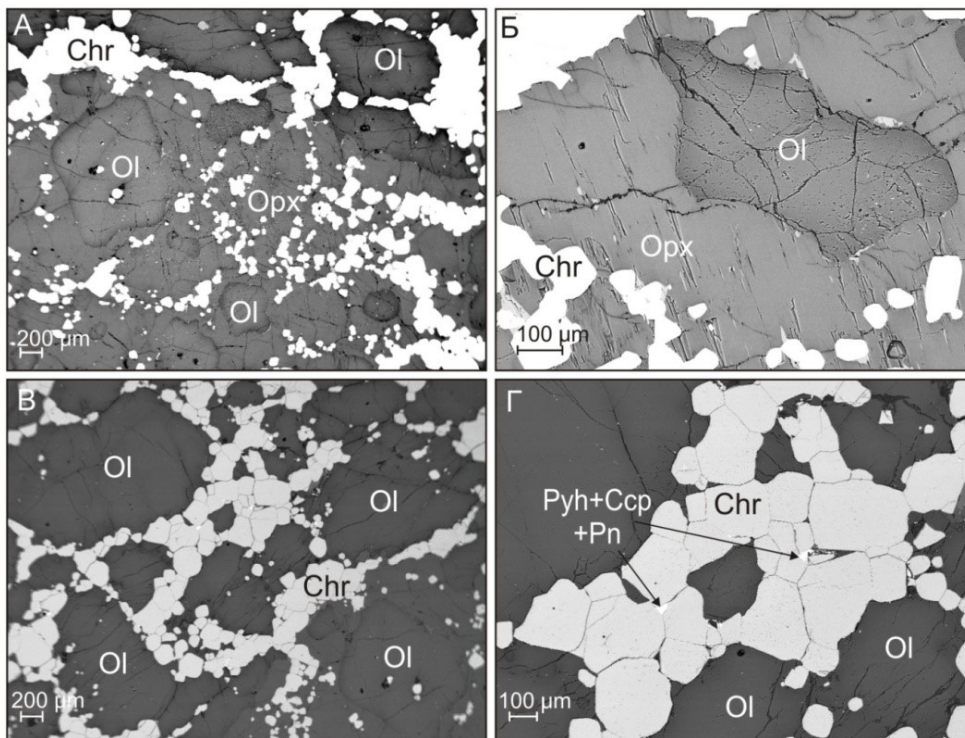


Рис. 3.2.9. Магнезиохромит из пород в глыбах на горе Кумужья. А – в центре снимка фрагмент ойкокристалла энстатита с вростками форстерита и магнезиохромита, в правой верхней части снимка – зерна форстерита, окруженные сидеронитовым магнезиохромитом, глыба № 1 (нижняя по склону); Б – зерно форстерита и зерна магнезиохромита в ойкокристалле энстатита, глыба № 2 (верхняя по склону); В – сидеронитовая структура участка хромитносного гарцбургита, глыба № 1 (нижняя по склону); Г – увеличенный фрагмент снимка А, мелкая сульфидная вкрапленность среди зерен магнезиохромита; BSE-изображения. Ol – оливин (форстерит), Opх – ортопироксен (энстатит), Chr – магнезиохромит, Pyh – пирротин, Ccp – халькопирит, Pn – пентландит.

Исходя из этих данных, можно предполагать, что небольшие глыбы, в составе которых находятся обогащенные магнезиохромитом гарцбургиты, находились изначально в коренном залегании на поверхности массива НКТ, откуда были перемещены на небольшое расстояние.

Ксенолиты магнезиохромитоносных гарцбургитов в глыбах № 1 и № 2 окружены вмещающими породами, которые в обеих глыбах близки по модальному составу. Вмещающие породы ксенолитов в глыбах – оливиновые ортопироксениты с редкой хромитовой вкрапленностью (рис. 3.2.11). Эти породы полностью соответствуют таковым, широко распространенным на горе Кумужья и в других частях массива НКТ. Хромит в составе этих пород (табл. 7) также соответствует хромиту, распространенному в породах НКТ (табл. 5). Отличительными чертами его морфологии, в отличие от магнезиохромита из ксенолитов, являются зональное строение (рис. 3.2.11 Г) и неоднородность.

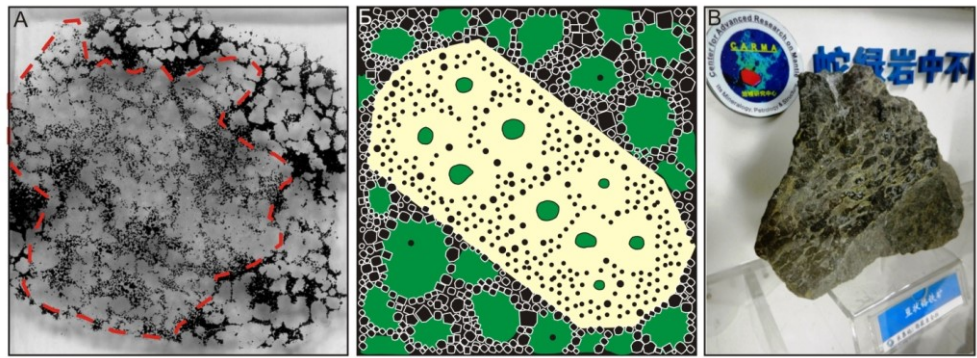


Рис. 3.2.10. Строение гарцбургитов из глыб на горе Кумужья. А – сканированное изображение прозрачного шлифа, сторона квадрата равна 2 см; красным пунктиром показана граница между ойкокристаллом энстатита и окружающей магнезиохромит-оливиновой массой; Б – схема строения участка породы, вне масштаба, зеленое – форстерит, светло-желтое – энстатит, черное – магнезиохромит; В – большой образец крупного нодулярного хромитита из массива Луобуса на юге Тибета, выставленный в Китайской академии геологических наук в Пекине (Ophiolitic chromitite ... URL: <https://turnstone.ca/rom2051c.htm>)

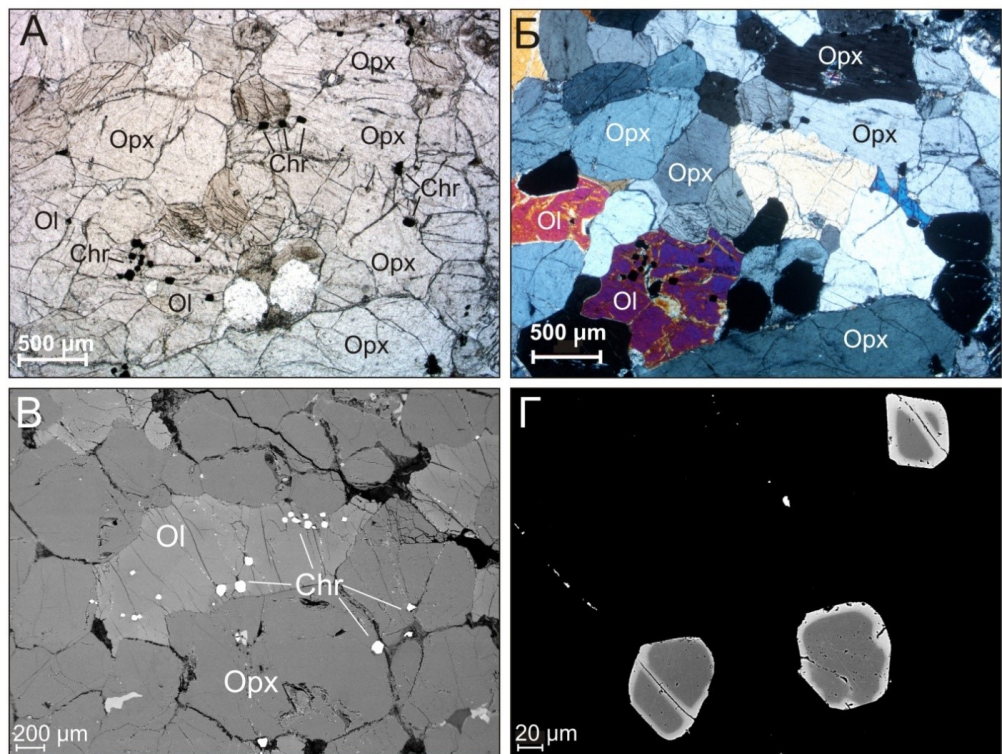


Рис. 3.2.11. Вмещающие породы из глыб на горе Кумужья, содержащих ксенолиты гарцбургитов с высоким содержанием хрома. А, Б – вмещающая порода глыбы № 2, оливиновый ортопироксенит с редкой хромитовой вкрапленностью, обр. 8-24; В – вкрапленность хромита в оливиновом

ортопироксените вмещающей породе глыбы № 2; Г – зерна хромита с магнетитовыми каймами в оливинном ортопироксените вмещающей породе глыбы № 2; А, Б – фото прозрачных шлифов: А – без анализатора, Б – николи скрещены; В, Г – BSE- изображения. Ол – оливин, Орх – ортопироксен, Chr – хромит

3.2.3.2. Хромитинелиды из ксенолитов в оливинных пироксенитах

Как уже говорилось выше, целенаправленные поиски привели к многочисленным находкам ксенолитов хромитоносных пород в коренном залегании на горе Кумужья (рис. 3.2.12).

Хромитоносные породы приурочены к оливинным пироксенитам (рис. 3.2.12 Д, Е), в которых они наблюдаются в форме округлых или угловатых обломков. Необходимо подчеркнуть, что окружающая порода монолитна, не обладает признаками тектонических нарушений или милонитизации. Размер обломков изменяется от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике. Среди ксенолитов были определены: 1) хромитсодержащий гарцбургит (рис. 3.2.12 В, Г) с содержанием хромита 3–4 %; 2) обогащенный магнезиохромитом гарцбургит (рис. 3.2.12 Е, Ж) с содержанием магнезиохромита около 30 %; 3) массивный магнезиохромитит с прослоем обогащенного магнезиохромитом гарцбургита (рис. 3.2.12 Д).

Обогащенный магнезиохромитом гарцбургит имеет сидеронитовую структуру (рис. 3.2.13 А). Сложение гарцбургита мелкозернистое. Минеральный состав: магнезиохромит (45 %), оливин (35 %) и ортопироксен (20 %). Магнезиохромит в породе образует мелкие (0.05–0.15 мм) гипидиоморфные зерна, которыми на 60–100 % заполнено интерстициальное пространство между кумулюсным оливинном. Обогащенные магнезиохромитом гарцбургиты наблюдаются только в виде относительно небольших обломков – максимальный их размер 15 см в поперечнике.

Хромитсодержащий гарцбургит имеет пойкилитовую структуру с элементами сидеронитовой и гипидиоморфнозернистой (рис. 3.2.13 В, Г). Сложение общей массы породы от мелко- до среднезернистого. Текстура гарцбургита пятнистая, обусловлена неравномерным распределением крупных ойкокристаллов ортопироксена размером до 5 см. Минеральный состав: оливин (70–80 %), ортопироксен (15–25 %), хромит (2–5 %), клинопироксен и плагиоклаз (2–3 %). Хромит распределен в гарцбургитах неравномерно. В зависимости от распределения в породе выделяется два морфологических типа хромита: сидеронитовый и вкрапленный. Сидеронитовый хромит выполняет совместно с пироксенами и плагиоклазом интерстиции между зернами оливина (рис. 3.2.13 Б). Интерстиции заполнены мелкими (0.1–0.2 мм) кристаллами хромита, среди которых часто отмечаются и более крупные зерна (до 0.5 мм). Вкрапленный хромит представлен более мелкими зернами, как правило, рассеянными внутри ойкокристаллов ортопироксена и реже оливина (рис. 3.2.13 В, Г). Как видно из описания, данный гарцбургит сходен по своему строению с охарактеризованным выше гарцбургитом из глыб, но содержит значительно меньше хромита. Отличие также в том, что в данном гарцбургите отмечены плагиоклаз и клинопироксен, которые отсутствуют в хромитоносном гарцбургите из глыб.

Таблица 6. Представительные анализы магнезиохромита из ксенолитов магнезиохромитоносных пород в глыбах на горе Кумужья

№ п/п	1	2	3	4	5
№ образца	4-24 1 1	4-24 1 1 1	4-24 1 2	4-24 1 2 4	4-24 1 3
	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	н.п.о.	0.04	0.06	0.16	н.п.о.
Al ₂ O ₃	15.11	16.77	15.00	16.51	15.01
TiO ₂	0.44	0.47	0.46	0.4	0.43
Cr ₂ O ₃	47.95	46.96	48.06	46.45	48.36
V ₂ O ₅	0.16	0.27	0.19	0.27	0.16
FeO _{общ}	25.86	25.6	25.71	28.83	24.99
MgO	9.26	9.31	9.36	6.92	9.62
MnO	0.34	0.24	0.41	0.22	0.35
NiO	н.п.о.	0.13	0.10	0.09	0.09
ZnO	н.п.о.	0.08	н.п.о.	0.07	н.п.о.
CoO	0.10	0.18	0.11	0.11	0.13
Сумма	99.23	100.05	99.45	100.03	99.13
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.45	0.45	0.45	0.34	0.47
Fe ⁺²	0.55	0.55	0.54	0.66	0.53
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	–	–	–	–
Ni ⁺²	–	–	–	–	–
Co ⁺²	–	0.01	–	0.00	0.00
Cr ⁺³	1.24	1.19	1.23	1.20	1.24
Al ⁺³	0.58	0.63	0.57	0.64	0.58
Fe ⁺³	0.16	0.14	0.16	0.13	0.15
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	0.00	0.00	0.01	–
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	17	15	16	26	15
герцинит FeAl ₂ O ₄	29	31	28	31	29
магнетит FeFe ₂ O ₄	8	7	8	6	7
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	45	44	45	33	46
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–

Таблица 6 (продолжение)

№ п/п	6	7	8	9	10
№ образца	4-24 1 4	4-24 1 1с 9	4-24 1 1с 10	4-24 1 2d 12	4-24 1 2d 13
	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	н.п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.14
Al ₂ O ₃	15.17	15.87	16.74	15.13	14.96
TiO ₂	0.48	0.41	0.49	0.42	0.45
Cr ₂ O ₃	48.24	49.35	48.95	50.21	51.04
V ₂ O ₅	0.16	0.25	0.25	0.2	0.22
FeO _{общ}	25.42	25.58	24.84	26.31	26.19
MgO	9.50	9.23	9.73	8.39	8.36
MnO	0.33	н.п.о.	0.21	0.17	0.33
NiO	0.09	0.19	0.21	0.15	н.о.
ZnO	н.п.о.	0.15	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
CoO	0.11	0.12	н.п.о.	0.11	0.14
Сумма	99.48	101.15	101.42	101.14	101.83
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.46	0.44	0.46	0.40	0.40
Fe ⁺²	0.54	0.56	0.54	0.60	0.60
Mn ⁺²	0.01	–	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	–	–	–	–
Ni ⁺²	–	0.01	0.01	–	–
Co ⁺²	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.24	1.25	1.22	1.28	1.29
Al ⁺³	0.58	0.60	0.62	0.58	0.57
Fe ⁺³	0.15	0.12	0.12	–	0.10
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	16	18	15	25	24
герцинит FeAl ₂ O ₄	29	30	31	30	28
магнетит FeFe ₂ O ₄	8	6	6	–	5
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	46	44	46	42	39
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
якобит MnFe ₂ O ₄	1	–	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–

Таблица 6 (продолжение)

№ п/п	11	12	13	14	15
№ образца	7-24 1	7-24 1 1 3	7-24 2	7-24 3	7-24 4
	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	н.п.о.	0.09	н.п.о.	0.20	н.п.о.
Al ₂ O ₃	17.40	17.18	17.16	16.46	16.46
TiO ₂	0.50	0.48	0.47	0.45	0.43
Cr ₂ O ₃	48.03	47.6	48.70	48.98	49.01
V ₂ O ₅	0.16	0.27	0.15	0.18	0.15
FeO _{общ}	23.53	23.22	23.43	24.36	23.76
MgO	10.39	10.81	10.27	9.70	10.44
MnO	0.28	0.18	0.29	0.32	0.29
NiO	0.11	н.п.о.	0.16	0.13	0.11
ZnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
CoO	н.п.о.	0.07	н.п.о.	0.047	н.п.о.
Сумма	100.39	99.9	100.62	100.81	100.65
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.49	0.51	0.49	0.46	0.49
Fe ⁺²	0.51	0.49	0.51	0.53	0.50
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	–	–	–	–
Ni ⁺²	–	–	–	–	–
Co ⁺²	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.20	1.19	1.22	1.23	1.23
Al ⁺³	0.65	0.64	0.64	0.62	0.62
Fe ⁺³	0.12	0.13	0.11	0.11	0.13
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	–	0.01	–
Si ⁺⁴	–	–	–	0.01	–
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	11	9	12	15	12
герцинит FeAl ₂ O ₄	32	32	32	31	31
магнетит FeFe ₂ O ₄	6	7	5	6	6
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	49	51	48	46	49
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	–	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	1	–

Таблица 6 (окончание)

№ п/п	16	17	18	19	20
№ образца	7-24 5	7-24 1с 8	7-24 1с 9	7-24 2с 12	7-24 2с 13
	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.30	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	16.41	15.51	15.76	16.68	15.38
TiO ₂	0.38	0.47	0.41	0.42	0.42
Cr ₂ O ₃	48.09	50.12	49.93	48.83	50.44
V ₂ O ₅	0.16	0.23	0.23	0.23	0.23
FeO _{общ}	27.87	24.83	24.72	24.45	25.56
MgO	7.82	9.39	9.41	9.5	8.63
MnO	0.37	0.13	0.25	0.19	0.13
NiO	0.09	н.п.о.	0.18	0.14	н.п.о.
ZnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.19	н.п.о.
CoO	0.05	0.18	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	101.55	100.86	100.89	100.63	100.79
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.37	0.45	0.45	0.45	0.42
Fe ⁺²	0.62	0.56	0.55	0.54	0.59
Mn ⁺²	0.01	–	0.01	0.01	–
Zn ⁺²	–	–	–	–	–
Ni ⁺²	–	–	0.01	–	–
Co ⁺²	–	0.01	–	–	–
Cr ⁺³	1.22	1.27	1.26	1.23	1.29
Al ⁺³	0.62	0.59	0.59	0.63	0.59
Fe ⁺³	0.13	0.11	0.11	0.11	0.10
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	23	18	18	16	23
герцинит FeAl ₂ O ₄	31	29	30	31	29
магнетит FeFe ₂ O ₄	6	6	5	5	5
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	37	44	45	45	41
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	–	1	–	–
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–

Примечание. 1–6, 11–16 – сидеронитовый магнезиохромит; 7–10, 17–20 – вкрапленный магнезиохромит. н. п. о. – ниже порога обнаружения, н. о. – компонент не определялся.

Таблица 7. Представительные анализы хромита из оливиновых ортопироксенитов, вмещающих ксенолиты хромитоносных пород в глыбах на горе Кумужья

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	5-24 1 1a	5-24 1 1b	5-24 1 1 3	5-24 1 1 4	5-24 1 1 5	5-24 1 1 6
	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.21	0.23	0.10	0.13	0.12	0.15
Al ₂ O ₃	17.12	3.24	18.85	17.07	5.07	16.75
TiO ₂	0.77	1.09	0.71	0.63	1.25	0.67
Cr ₂ O ₃	42.23	37.44	41.01	41.33	38.62	42.00
V ₂ O ₅	0.19	0.29	0.28	0.27	0.32	0.28
FeO _{общ}	32.91	53.79	32.94	35.44	51.74	34.69
MgO	5.03	1.71	5.17	3.83	1.59	4.26
MnO	0.47	0.62	0.44	0.38	0.49	0.51
NiO	0.15	0.21	0.17	0.10	0.24	0.10
ZnO	0.24	0.22	0.18	0.62	0.32	0.37
CoO	н.п.о.	0.22	0.21	0.26	0.31	0.27
Сумма	99.31	99.06	100.06	100.06	100.07	100.00
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.25	0.09	0.25	0.19	0.08	0.21
Fe ⁺²	0.74	0.90	0.74	0.79	0.91	0.77
Mn ⁺²	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Zn ⁺²	0.01	0.01	–	0.02	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	–	–	0.01	–
Co ⁺²	–	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	1.11	1.06	1.06	1.09	1.08	1.10
Al ⁺³	0.67	0.14	0.73	0.67	0.21	0.66
Fe ⁺³	0.17	0.72	0.16	0.19	0.62	0.19
Ti ⁺⁴	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	–	–	–	0.01
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	30	43	27	35	44	33
герцинит FeAl ₂ O ₄	33	7	36	33	10	32
магнетит FeFe ₂ O ₄	8	35	8	9	31	9
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	24	9	25	19	8	21
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	–	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	2	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	–	–	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	3	2	2	3	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	–	–	–	–

Таблица 7 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ образца	5-24 1 2а центр	5-24 1 2б	5-24 1 3 край	5-24 1 4	5-24 1 5 центр	8-24 1 центр
	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 1	Глыба № 2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.22	0.11	0.20	0.21	0.15	0.26
Al ₂ O ₃	15.84	16.38	3.96	15.62	15.59	16.44
TiO ₂	0.64	0.78	1.14	0.59	0.51	0.69
Cr ₂ O ₃	43.27	42.63	38.74	44.04	41.26	42.56
V ₂ O ₅	0.22	0.18	0.22	0.23	0.20	0.20
FeO _{общ}	34.94	35.17	51.31	34.70	35.98	35.61
MgO	3.46	3.94	1.61	3.90	3.78	3.92
MnO	0.49	0.53	0.65	0.60	0.52	0.50
NiO	0.09	0.09	0.21	0.06	0.10	0.09
ZnO	0.62	0.43	0.27	0.44	0.56	0.45
CoO	0.20	0.20	0.19	н.п.о.	0.19	0.17
Сумма	99.98	100.43	98.50	100.38	98.82	100.88
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.17	0.20	0.09	0.19	0.19	0.19
Fe ⁺²	0.81	0.79	0.91	0.79	0.79	0.79
Mn ⁺²	0.17	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Zn ⁺²	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	–	0.01	–	–	–
Co ⁺²	0.01	0.01	0.01	–	0.01	–
Cr ⁺³	1.15	1.12	1.11	1.16	1.10	1.11
Al ⁺³	0.63	0.64	0.17	0.61	0.62	0.64
Fe ⁺³	0.18	0.19	0.64	0.18	0.23	0.19
Ti ⁺⁴	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	37	36	45	38	36	36
герцинит FeAl ₂ O ₄	29	32	8	30	31	31
магнетит FeFe ₂ O ₄	–	8	31	8	10	9
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	16	19	8	19	19	19
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	16	1	2	2	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	2	3	1	1	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	1	1	–	1

Таблица 7 (окончание)

№ п/п	13	14	15	16	17	18	19
№ образца	8-24 2 край	8-24 2 3	8-24 2 4	8-24 2 5	8-24 2 6	8-24 3	8-24 4
	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2	Глыба № 2
Компоненты, мас. %							
SiO ₂	0.32	н.о.	0.06	0.12	0.10	0.36	0.26
Al ₂ O ₃	9.12	17.01	7.76	11.55	15.65	22.21	15.64
TiO ₂	0.77	0.52	0.84	0.55	0.80	0.23	0.67
Cr ₂ O ₃	41.80	42.27	41.52	41.64	43.12	41.09	44.41
V ₂ O ₅	0.24	0.27	0.34	0.32	0.30	0.20	0.26
FeO _{общ}	45.24	35.12	46.59	41.74	34.84	27.48	34.02
MgO	2.47	3.94	2.00	2.93	4.11	7.36	4.65
MnO	0.57	н.п.о.	н.п.о.	0.48	0.36	0.37	0.51
NiO	0.12	0.16	0.21	0.16	0.14	0.12	0.10
ZnO	0.35	0.49	0.38	0.27	0.44	0.12	0.31
CoO	0.19	0.26	0.37	0.31	0.17	0.09	0.11
Сумма	101.18	100.04	100.07	100.07	100.03	99.62	100.93
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)							
Mg ⁺²	0.13	0.20	0.10	0.15	0.20	0.35	0.23
Fe ⁺²	0.86	0.80	0.90	0.83	0.79	0.63	0.76
Mn ⁺²	0.02	–	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.01
Ni ⁺²	–	–	0.01	–	–	–	–
Co ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	–	–
Cr ⁺³	1.13	1.11	1.15	1.12	1.14	1.04	1.16
Al ⁺³	0.37	0.67	0.32	0.47	0.62	0.83	0.61
Fe ⁺³	0.44	0.18	0.47	0.36	0.19	0.10	0.18
Ti ⁺⁴	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	–	–	–	–	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы							
хромит FeCr ₂ O ₄	43	36	46	41	36	17	34
герцинит FeAl ₂ O ₄	18	33	16	23	30	41	30
магнетит FeFe ₂ O ₄	21	9	24	17	9	4	8
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	12	19	10	15	20	35	22
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	–	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	–	–	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	1	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	2	1	2	–	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–	1	1

Примечание. н. п. о. – ниже порога обнаружения, н. о. – компонент не определялся.

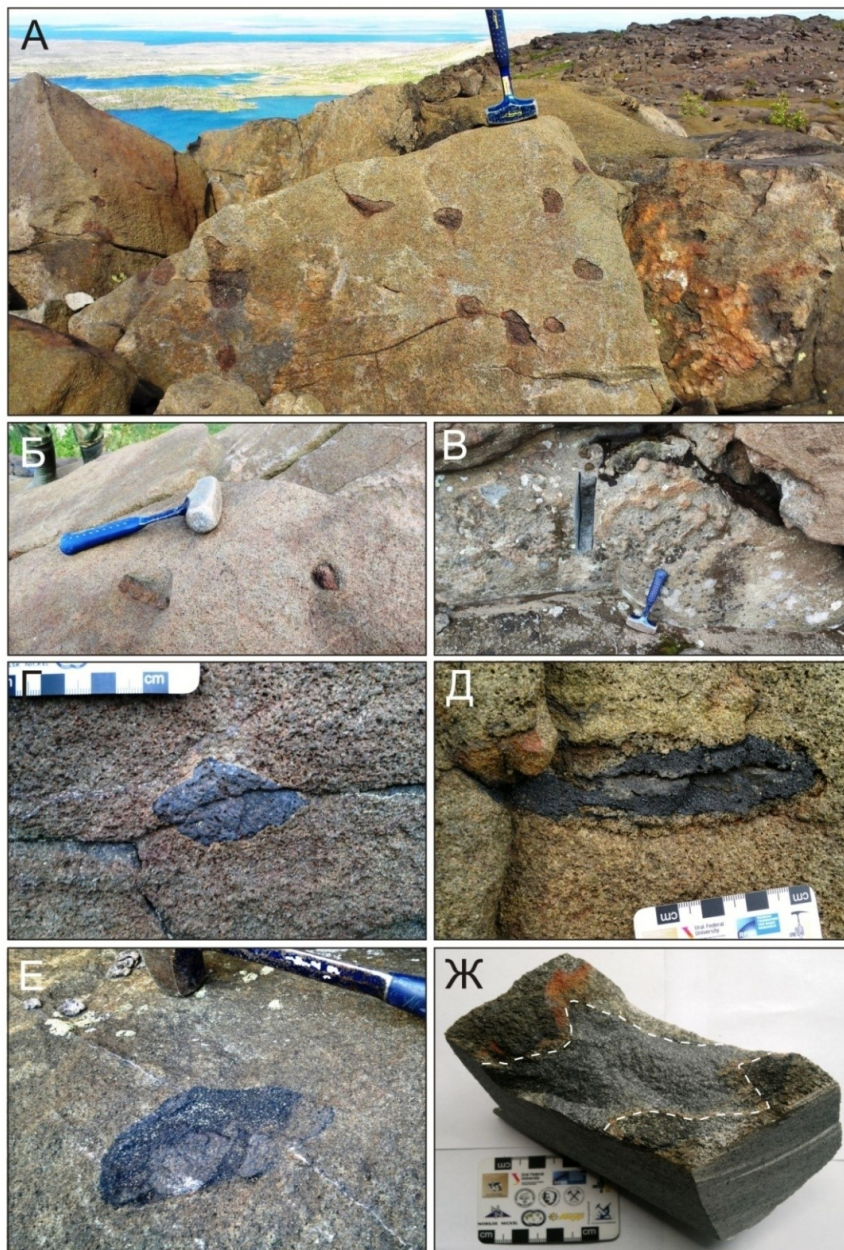


Рис. 3.2.12. Фотографии обнажений: А, Б – мелкие ксенолиты хромитсодержащих пород в оливиновом пироксените вблизи вершины горы Кумужья; В – крупный ксенолит хромитсодержащих пород в коренном залегании на восточном склоне горы Кумужья; Г – хромитсодержащий гарцбургит во вмещающем оливиновом пироксените; Д – ксенолит неоднородного состава – массивный хромитит с прослоем обогащенного хромитом гарцбургита; Е – обогащенный хромитом гарцбургит во вмещающем оливиновом пироксените; Ж – фотография образца: обогащенный хромитом гарцбургит во вмещающем оливиновом пироксените

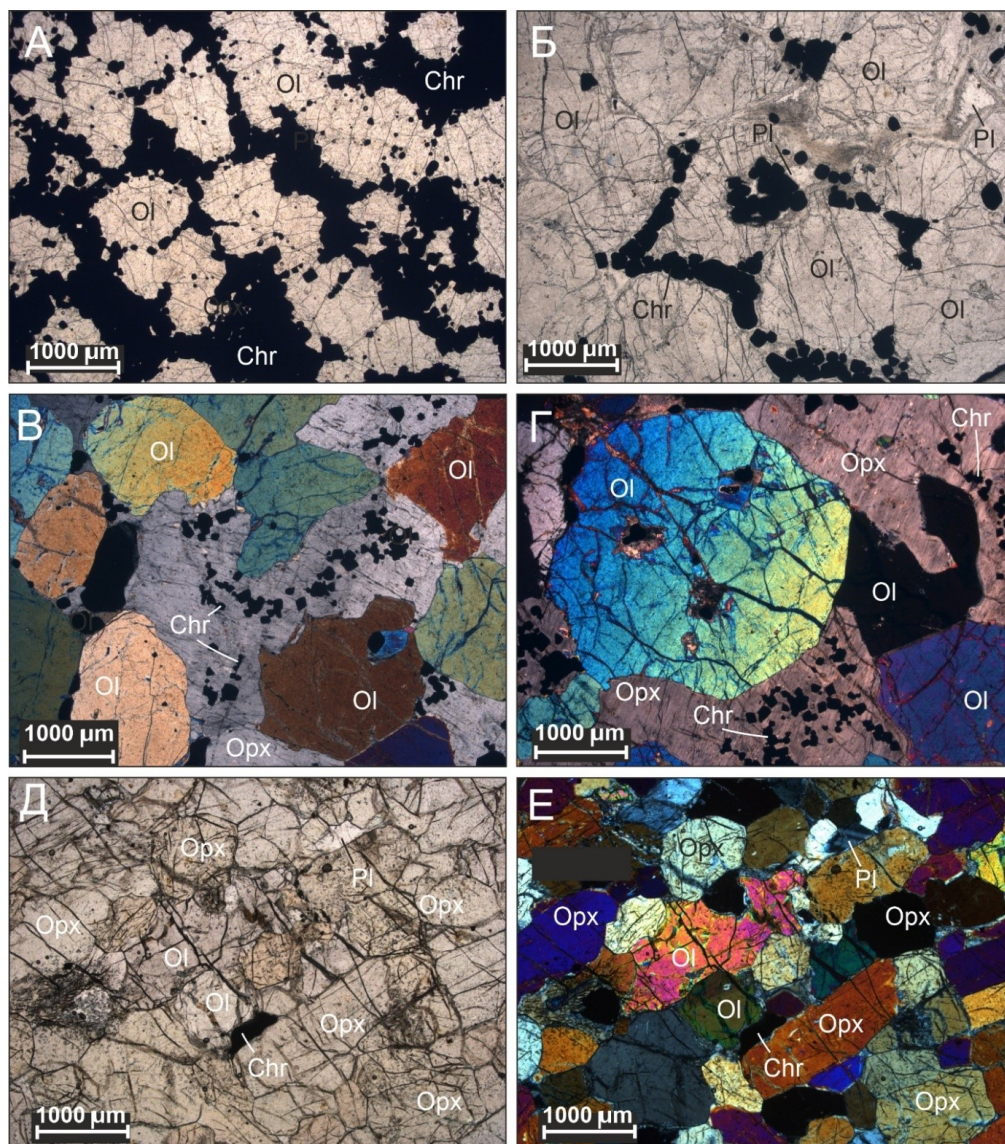


Рис. 3.2.13. Хромит и магнезиохромит в образцах пород, выпиленных из обнажений на горе Кумужья. А – ксенолит размером 10×15 см, гарцбургит с содержанием магнезиохромита около 30 %, обр. КМ-17-2; Б – ксенолит размером 50×100 см (один из наиболее крупных), гарцбургит с содержанием хромита около 3 %, обр. КМ-17-4; В – ксенолит размером 20×30 см, гарцбургит с содержанием хромита около 3 %, обр. КМ-17-6; Г – ксенолит размером 8×13 см, гарцбургит с содержанием хромита около 4 %, обр. КМ-17-1.1; Д, Е – вмещающая порода ксенолита КМ-17-1.1, оливиновый ортопироксенит с редкими зернами хромита, обр. КМ-17-1.2. В, Г, Е – николи скрещены; А, Б, Д – без анализатора. ОI – оливин, Орх – ортопироксен, Chr – хромит, магнезиохромит, Pl – плагиоклаз

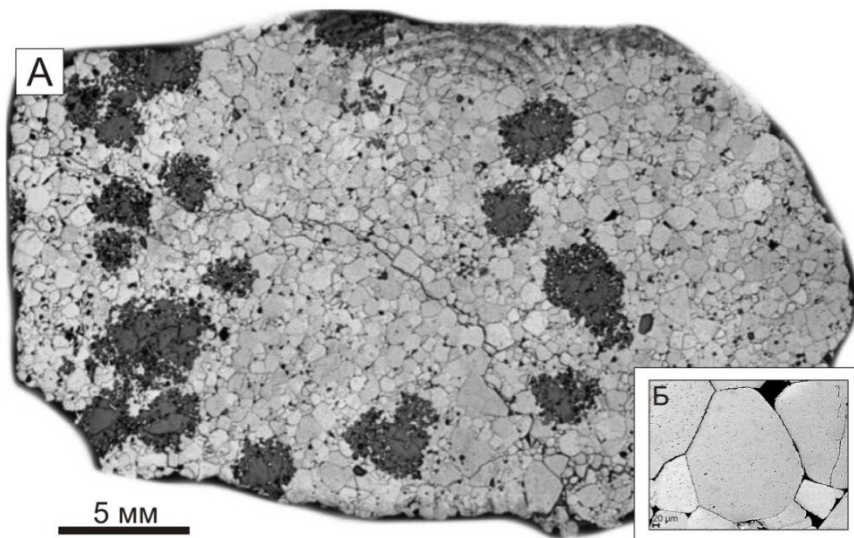


Рис. 3.2.14. А – массивный магнезиохромитит с пятнами силикатных минералов (темное), сканированное изображение аншлифа; Б – BSE-изображение фрагмента аншлифа

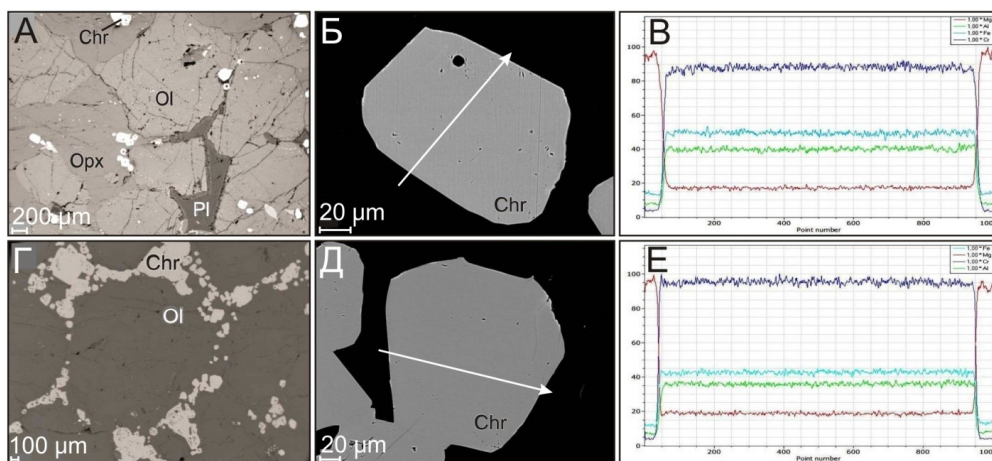


Рис. 3.2.15. Вкрапленный и сидеронитовый хромиты в составе хромитсодержащего гарцбургита, обр. КМ-17-4. А – фрагмент участка аншлифа с выделениями вкрапленного хромита, BSE-изображение; Б – проанализированное зерно вкрапленного хромита; В – элементные спектры по профилю, пересекающему зерно вкрапленного хромита (синяя кривая – Cr, красная – Mg, голубая – Fe_{общ.}, зеленая – Al); Г – фрагмент участка аншлифа с выделениями сидеронитового хромита, BSE-изображение; Д – проанализированное зерно сидеронитового хромита; Е – элементные спектры по профилю, пересекающему зерно сидеронитового хромита. Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Орх – ортопироксен, Chr – хромит

Таблица 8. Представительные анализы хромита и магнезиохромита из пород массива НКТ-Кумужья (ксенолиты в коренном залегании)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	КМ 17-1.2	КМ 17-2 (1)	КМ 17-2 (2)	КМ 17-3.1 (1)	КМ 17-3.1 (2)	КМ 17-3.1 (3)
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.12	0.30	н.п.о.	0.13	0.17	0.11
Al ₂ O ₃	17.06	14.32	14.74	14.00	6.65	16.04
TiO ₂	0.88	0.42	0.47	1.08	1.27	0.91
Cr ₂ O ₃	43.49	47.97	49.81	42.51	40.47	44.03
V ₂ O ₅	0.15	0.17	0.19	0.27	0.23	0.24
FeO _{общ}	31.21	29.30	23.33	36.66	46.63	30.58
MgO	6.38	7.34	11.15	3.61	2.09	7.35
MnO	0.28	0.19	0.11	0.34	0.43	0.25
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.06	0.15	н.п.о.
NiO	0.17	0.06	0.16	0.06	0.11	0.15
ZnO	0.13	0.08	0.07	0.31	0.17	0.23
Сумма	99.87	100.15	100.02	99.02	98.36	99.88
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.31	0.36	0.53	0.18	0.11	0.36
Fe ⁺²	0.69	0.64	0.47	0.82	0.90	0.65
Mn ⁺²	0.01	0.01	–	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	–	–	0.01	–	0.01
Ni ⁺²	–	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.13	1.24	1.26	1.14	1.14	1.14
Al ⁺³	0.66	0.55	0.56	0.56	0.28	0.62
Fe ⁺³	0.16	0.17	0.15	0.22	0.49	0.19
Ti ⁺⁴	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	0.01	–	–	0.01	–
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	25	26	10	38	45	21
герцинит FeAl ₂ O ₄	32	27	28	27	14	30
магнетит FeFe ₂ O ₄	9	9	8	12	25	10
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	31	35	53	18	11	35
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	1	–	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	–	–	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	1	3	3	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	1	–	–	1	–

Таблица 8 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11
№ образца	КМ 17-3.2 (1)	КМ 17-3.2 (2)	КМ 17-3.2 (3)	КМ 17-3.2 (4)	КМ 17- 3.2 (5)
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.10	0.26	0.12	0.16	н.п.о.
Al ₂ O ₃	18.63	6.23	14.11	17.52	16.26
TiO ₂	0.58	1.77	0.41	0.42	0.47
Cr ₂ O ₃	41.79	37.10	48.88	44.04	46.39
V ₂ O ₅	0.16	0.27	0.14	0.16	0.19
FeO _{общ}	29.03	47.43	26.58	29.45	27.35
MgO	7.88	3.87	8.55	6.89	8.16
MnO	0.23	0.39	0.22	0.23	0.14
CaO	н.п.о.	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
NiO	0.13	0.18	0.11	0.06	0.12
ZnO	0.12	н.п.о.	0.08	0.16	0.11
Сумма	98.64	97.60	99.20	99.08	99.19
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.38	0.20	0.42	0.34	0.40
Fe ⁺²	0.62	0.82	0.58	0.66	0.60
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Zn ⁺²	-	-	-	-	-
Ni ⁺²	-	0.01	-	-	-
Cr ⁺³	1.08	1.04	1.27	1.14	1.20
Al ⁺³	0.71	0.26	0.55	0.68	0.63
Fe ⁺³	0.17	0.59	0.15	0.15	0.14
Ti ⁺⁴	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Si ⁺⁴	-	0.01	-	0.01	-
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	15	30	21	23	20
герцинит FeAl ₂ O ₄	35	12	27	34	31
магнетит FeFe ₂ O ₄	9	31	8	7	7
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	38	20	42	33	40
франклинит ZnFe ₂ O ₄	-	-	-	-	-
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	-
треворит NiFe ₂ O ₄	-	-	-	-	-
кулсонит FeV ₂ O ₄	-	-	-	-	-
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	4	1	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	-	1	-	-	-

Таблица 8 (продолжение)

№ п/п	12	13	14	15	16
№ образца	КМ 17- 3.2 (6)	КМ 17- 3.2 (7)	КМ 17- 3.2 (8)	КМ 17- 3.2 (9)	КМ 17- 3.2 (10)
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.15	0.17	0.14	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	14.24	15.42	15.59	17.30	16.55
TiO ₂	0.18	0.45	0.30	0.56	0.52
Cr ₂ O ₃	46.03	47.38	46.92	45.86	46.65
V ₂ O ₅	0.17	0.16	0.14	0.22	0.15
FeO _{общ}	32.87	26.06	27.29	25.23	25.33
MgO	4.64	8.72	8.27	9.14	9.40
MnO	0.31	0.17	0.15	0.10	0.16
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
NiO	0.07	0.14	0.06	0.15	0.13
ZnO	0.23	0.09	0.09	0.08	0.12
Сумма	98.88	98.75	98.94	98.63	99.01
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.23	0.43	0.40	0.44	0.45
Fe ⁺²	0.75	0.57	0.59	0.56	0.55
Mn ⁺²	0.01	0.01	–	–	–
Zn ⁺²	0.01	–	–	–	–
Ni ⁺²	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.23	1.23	1.22	1.18	1.20
Al ⁺³	0.57	0.60	0.60	0.66	0.63
Fe ⁺³	0.18	0.14	0.16	0.12	0.14
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	–	0.01	–
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	–	–
Состав в пересчете на миалы					
хромит FeCr ₂ O ₄	38	19	20	15	14
герцинит FeAl ₂ O ₄	28	29	30	33	31
магнетит FeFe ₂ O ₄	8	7	8	7	7
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	23	42	40	44	45
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	–	1	1	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	1	–	–	–

Таблица 8 (окончание)

№ п/п	17	18	19	20	21
№ образца	КМ17-5.1 (1)	КМ17-5.1 (2)	КМ17-5.2. (1)	КМ17-5.2 (2)	КМ17-5.2 (3)
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.07	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	15.06	14.63	14.61	14.45	14.86
TiO ₂	0.46	0.46	0.45	0.47	0.48
Cr ₂ O ₃	48.86	48.54	49.86	50.14	49.91
V ₂ O ₅	0.16	0.15	0.12	0.19	0.16
FeO _{общ}	25.05	26.24	21.54	21.67	21.45
MgO	9.23	8.66	11.82	11.55	11.47
MnO	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
NiO	0.11	0.09	0.14	0.16	0.15
ZnO	0.08	0.06	0.07	0.08	0.07
Сумма	99.19	99.03	98.72	98.82	98.65
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.45	0.42	0.57	0.56	0.55
Fe ⁺²	0.55	0.58	0.43	0.45	0.45
Mn ⁺²	–	–	–	–	–
Zn ⁺²	–	–	–	–	–
Ni ⁺²	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.26	1.26	1.27	1.28	1.27
Al ⁺³	0.58	0.57	0.56	0.55	0.57
Fe ⁺³	0.13	0.14	0.15	0.14	0.13
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	–	–	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	18	20	7	8	8
герцинит FeAl ₂ O ₄	29	28	28	27	28
магнетит FeFe ₂ O ₄	7	7	8	7	7
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	44	42	56	55	55
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–

Примечание. 1 – хромит из оливинового ортопироксенита, вмещающей породы ксенолита хромитсодержащего гарцбургита; 2, 3 – магнезиохромит из гарцбургита, обогащенного магнезиохромитом (содержание магнезиохромита в породе около 30 %); 4–16 – хромит и магнезиохромит из гарцбургитов (содержание хромита или магнезиохромита в породе 3–4 %); 17, 18 – магнезиохромит из прослоя в массивном

хромитите, сложенного обогащенным магнезиохромитом гарцбургитом (содержание магнезиохромита в породе около 40 %); 19–21 – магнезиохромит из массивного хромитита (содержание магнезиохромита в породе около 90 %). н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Массивный магнезиохромит был встречен в виде единичного уплощенного обломка размером 3×15 см (рис. 3.2.12 Д; 3.2.14 А, Б). Обломок сложен на 80–100 % магнезиохромитом, также присутствуют оливин и ортопироксен. Магнезиохромит образует мелкие идиоморфные зерна размером 0.5–1 мм, обуславливающие панидоморфнозернистую структуру магнезиохромитита. Силикатные минералы (оливин, ортопироксен) встречаются в отдельных пятнах размером до 3 мм. В центральной части обломка отмечается сантиметровой прослой обогащенного магнезиохромитом гарцбургита (40 % хромита).

Внутреннее строение зерен хромита и магнезиохромита однородное, это относится ко всем типам ксенолитов, обнаруженным в коренном залегании. Однородность хромита из хромитсодержащих гарцбургитов (обр. КМ-17-4), как сидеронитового, так и вкрапленного, в пределах отдельных зерен, показана на рис. 3.2.15. В образце КМ-17-4 состав вкрапленного и сидеронитового хромитов несколько различаются. В сидеронитовом хромите содержится больше хрома и меньше железа, чем во вкрапленном хромите, как это видно по элементным спектрам двух исследованных зерен хромита – вкрапленного (рис. 3.2.15 В) и сидеронитового (рис. 3.2.15 Е).

Состав хромита и магнезиохромита из ксенолитов хромитонесных пород в коренном залегании представлен в табл. 8. Содержание Cr_2O_3 в них колеблется от 37 до 50 мас. %, максимальное содержание отмечено в массивном магнезиохромитите. Содержание $\text{FeO}_{\text{общ}}$ колеблется от 21.5 мас. % в массивном магнезиохромитите до 47.4 мас. % в хромитсодержащем гарцбургите.

Главные черты состава магнезиохромита и хромита из пород массива НКТ и из ксенолитов отражены на диаграммах (рис. 3.2.16). На диаграмме Al-Cr-Fe^{3+} (рис. 3.2.16 А) точки составов хромита из перидотитов НКТ образуют протяженный тренд, переходящий в область хромсодержащего магнетита. К этому же тренду тяготеют точки составов хромита из вмещающих пород магнезиохромитносных ксенолитов. Точки составов магнезиохромита из ксенолитов как из глыб, так и в коренном залегании формируют компактное поле, приближенное к полю состава магнезиохромита Сопчеозерского месторождения (рис. 3.2.16 А).

Наиболее четко различие между хромитом из пород массива НКТ и магнезиохромитом из ксенолитов видно на диаграммах (рис. 3.2.16 Б, В): магнезиохромит из ксенолитов содержит значительно меньше Fe^{2+} по сравнению с хромитом из перидотитов НКТ. По содержанию Ti (рис. 3.2.16 Г) магнезиохромит из ксенолитов близок к рудным магнезиохромитам Сопчеозерского месторождения, однако полного совпадения полей составов не наблюдается.

Таким образом, исследование хромшпинелидов массива НКТ позволяет сделать следующие выводы.

1. Акцессорный хромит распространен в гарцбургитовой зоне, зоне переслаивания гарцбургитов и пироксенитов, а также в пироксенитовой зоне массива НКТ. В пироксенитовой зоне акцессорный хромит встречается только в пределах нижних частей разреза. Акцессорный хромит массива НКТ имеет более эволюционированный состав (в среднем $f = 92.5$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 33.0$ %, $\text{TiO}_2 =$

1.13 %) относительно хромита и магнезиохромита из пород, вмещающих Сопчеозерское месторождение ($f = 84.6$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 46.6$ %, $\text{TiO}_2 = 0.65$ %).

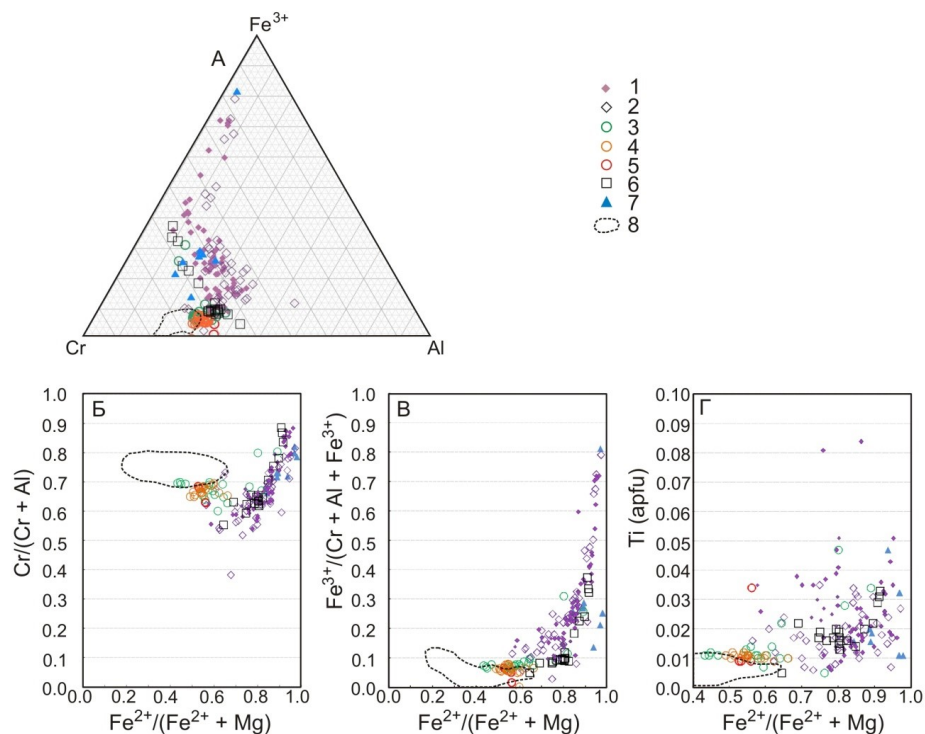


Рис. 3.2.16. Состав хромита, хромсодержащего магнетита и магнезиохромита из пород массива НКТ на диаграммах: А – Al–Cr–Fe³⁺; Б – Fe²⁺/(Fe²⁺ +Mg) vs Cr/(Cr+Al); В – Fe²⁺/(Fe²⁺ +Mg) vs Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺); Г – Fe²⁺/(Fe²⁺ +Mg) vs Ti.
 1 – хромит из пород массива НКТ (из отвалов шахты № 5 и обнажений на восточном склоне горы Кумужья); 2 – хромит из пород массива НКТ по данным (Дистлер и др., 1988; Докучаева, Полежаева, 1990; Дедюхин и др., 2000);
 3 – хромит и магнезиохромит из ксенолитов хромитоносных и хромитсодержащих пород в коренном залегании; 4 – магнезиохромит из ксенолитов хромитоносных пород в глыбах № 1 и № 2 на горе Кумужья; 5 – магнезиохромит из глыбы № 2 по данным (Barkov et al., 2015); 6 – хромит из вмещающих пород ксенолитов на горе Кумужья; 7 – хромит из пород участка Пентландитовое ущелье; 8 – контур поля точек состава магнезиохромита из руд Сопчеозерского месторождения (по рис. 2.6 в данной работе)

2. Аксессуарный хромит массива НКТ является неоднородным по внутреннему строению, часто характеризуется структурами распада, содержит вставки ильменита, нередко обладает зональностью, в то время как магнезиохромит из руд Сопчеозерского месторождения и из магнезиохромитоносных ксенолитов г. Кумужья достаточно однороден. Поскольку породы массива НКТ практически не метаморфизованы, можно сделать вывод о том, что формирование железистых кайм в хромите

происходило на позднемагматическом этапе кристаллизации. Это, по-видимому, также справедливо и для участка Южносопчинский.

3. Многочисленные обломки обогащенных магнезиохромитом или хромитом перидотитов, напоминающие ксенолиты, распространены в приподошвенной части пироксенитовой зоны массива НКТ, что согласуется с положением Дунитового блока, который, по данным бурения, залегает на переслаивающихся перидотитах и пироксенитах. Состав хромита и магнезиохромита из ксенолитов в коренном залегании (в среднем $f = 77.7$, $Cr_2O_3 = 46.0$ %, $TiO_2 = 0.62$ %) практически идентичен магнезиохромиту из делювиальных глыб ($f = 73.0$, $Cr_2O_3 = 48.7$ %, $TiO_2 = 0.44$ %) и близок к магнезиохромиту из вмещающих пород и вкрапленных руд Сопчеозерского месторождения. Это позволяет предполагать, что Дунитовый блок и более мелкие обломки обогащенных магнезиохромитом перидотитов когда-то представляли собой единое тело магнезиохромит-оливиновых кумулатов.

3.3. Массив Сопча

3.3.1. Геологическое строение, история изучения и фактический материал

Массив Сопча относится к субширотной ветви Мончеплутона восточно-северо-восточного простирания и представляет собой расслоенный массив мульдообразной формы с пологим падением крыльев к осевой части (Smol'kin, Mokrushin, 2022). С запада к массиву Сопча примыкает массив НКТ вместе Дунитовым блоком, в пределах которого находится месторождение хромитов Сопчеозерское; с востока массив граничит с интрузией Нюд-Поаз преимущественно норитового состава, с юга – с Южносопчинским массивом (рис. 3.3.1 А). В нижней части разреза массива, не выходящей на поверхность, преобладают ультрамафиты аналогичные породам гарцбургитовой зоны и зоны переслаивания гарцбургитов и пироксенитов массива НКТ. В обнаженной верхней части разреза представлены мощные ортопироксениты (пироксенитовая зона). Монотонное строение этой зоны нарушает тонкорасслоенный горизонт – Рудный Пласт 330 мощностью 4–5 м (рис. 3.3.1 А, Б; рис. 3.3.2). Он сложен прерывистыми пластами дунитов, гарцбургитов, оливиновых пироксенитов и полевошпатовых оливиновых пироксенитов, содержащих Cu–Ni–ЭПГ минерализацию. Sm-Nd возраст гарцбургитов Рудного Пласта 330 составляет 2451 ± 64 млн лет (Чашин и др., 2016), а U-Pb возраст (по циркону) для ортопироксенитов – 2492 ± 4.1 млн лет (Чашин, Иванченко, 2022; Chashchin et al., 2025). Помимо собственно Рудного Пласта 330, снизу и сверху него по разрезу располагаются прерывистые маломощные линзы тонко расслоенных пород. Предполагалось, что они являются тектонически смещенными фрагментами основного тела (Нерадовский и др., 2002). В этой монографии мы будем называть их далее спутниками Рудного Пласта 330 (Рундквист и др., 2022 а).

Сложное строение Рудного Пласта 330, в том числе развитие хромита контрастного состава, большинство исследователей объясняют поступлением нескольких импульсов новой порции перидотитового расплава в магматическую камеру и изменением физико-химических свойств магмы во время кристаллизации (Орсоев, 1988; Смолькин и др., 2004 а). Некоторыми авторами зональность в хромшпинелидах объясняется реакцией ранее выделившихся кумулусных хромшпинелидов с остаточной интеркумулусной флюидизированной жидкостью во время остывания расплава (Chashchin, Savchenko, 2021).

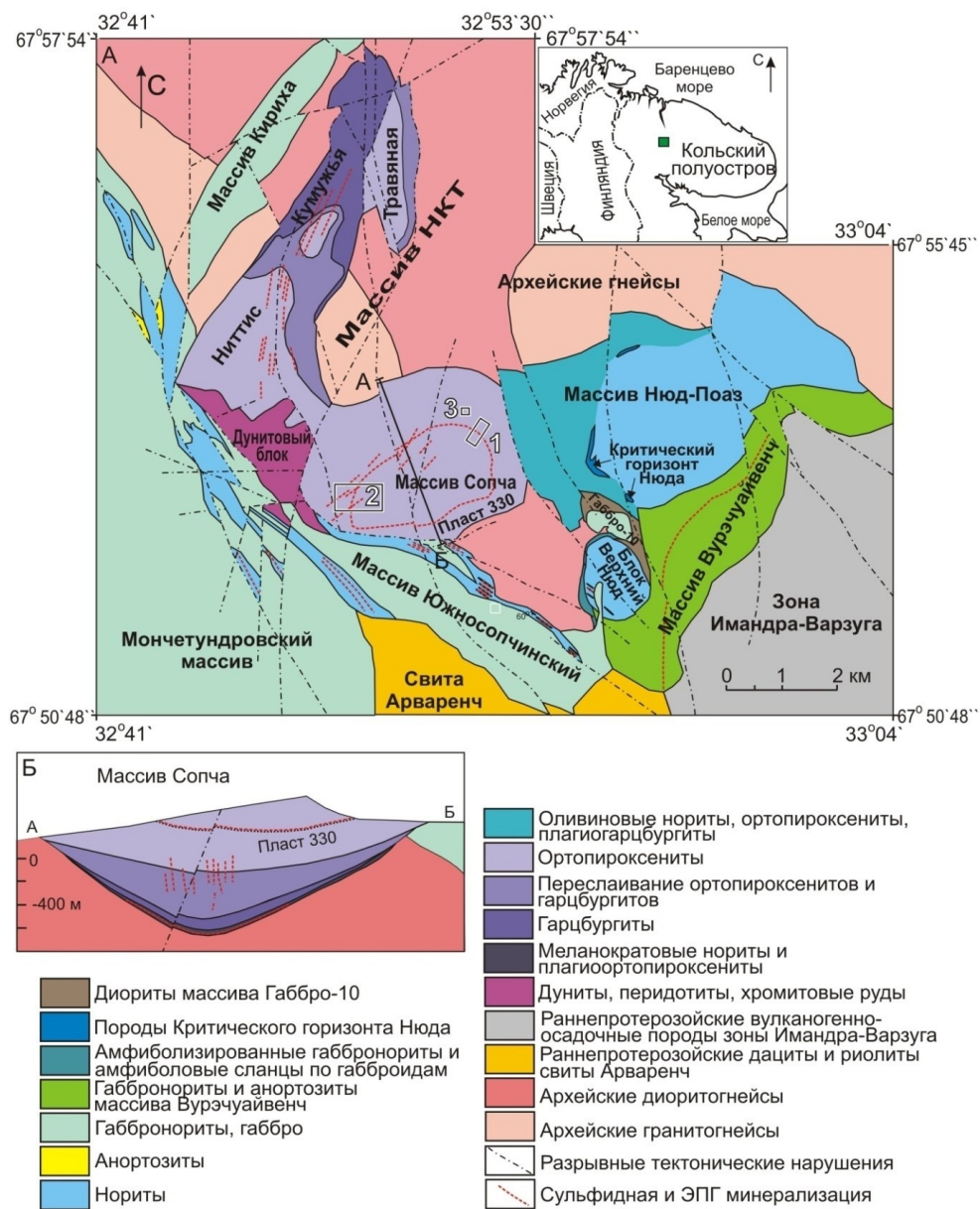


Рис. 3.3.1. А – схема геологического строения Мончегорского комплекса. Прямоугольниками с цифрами отмечены: 1 – контур полигона детального участка поисково-съёмочных работ 1999–2000 гг. (Войтехович и др., 2002); 2 – контур фрагмента Яндекс-карты, представленной на рис. 3.3.3 А в данной главе; 3 – положение Дунитового тела; Б – геологический разрез через массив Сопча по линии А-Б

В нижнем контакте пород Рудного Пласта 330 с подстилающими породами (рис. 3.3.2 В) находится так называемая псевдобрекчия, которую Е. К. Козлов (Козлов, 1973) рассматривал как ксенолиты дунитов, сцементированные

подстилающими ортопироксенитами, и поэтому ортопироксениты трактовались как более поздние образования по отношению к породам Рудного Пласта 330. В дальнейшем было показано (Смолькин и др., 2004 а), что фрагменты дунитов представляют собой «капли» первого нижнего слоя оливнивого кумулата, который начал отлагаться на ортопироксеновом кумулате, и подвергся магматической эрозии.

В 1950-х годах среди пироксенитов, ниже Рудного Пласта 330 были обнаружены небольшие тела ультраосновных пород, состоящих в основном из оливина. Характеристика этих тел приведена в (Козлов, 1958). Е. К. Козлов указывал, что это линзовидные тела размером от 0.2×0.6 до 8×50 м, наиболее крупные из них расположены на северо-восточном склоне горы Сопча (рис. 3.3.1 А). Он показал, что во вмещающих пироксенитах экзоконтактовой зоны наблюдается линейность в расположении кристаллов ортопироксена, обволакивающих границы тела «оливинитов». На этом основании было предположено ксенолитное происхождение этих тел (Козлов, 1958, 1973), что в последующие годы стало предметом дискуссии (Шарков, 1980; Смолькин и др., 2004 а; Рундквист и др., 2011 б). Альтернативной точкой зрения было признание ультраосновных тел Сопчи фрагментами Рудного Пласта 330 (Шарков, 1980).

Дальнейшие исследования показали, что эти породы являются дунитами, в которых содержание хромита варьирует от 1 до 5 % от объема породы. На основании этих данных геологи АО «Центрально-Кольская экспедиция» (АО ЦКЭ) предположили, что выявленные тела могут быть так называемыми «дунитовыми трубками», аналогичными трубкам Бушвельдского массива (ЮАР), где они содержали крупные месторождения ЭПГ. Гипотеза была проверена в 1999–2001 гг. в ходе совместных геологоразведочных работ, проведенных АО «ЦКЭ» и АО «ПАНА». Исследования показали, что дуниты содержат тонкую вкрапленность хромита с содержанием Cr_2O_3 до 1.76 мас. %. Сульфиды в породах не были обнаружены, а содержание ЭПГ и золота не превышало 0.1 г/т (Припачкин, Рундквист, 2007). Не подтвердилась и идея о трубообразной форме дунитовых тел. Также было установлено, что хромитсодержащие дуниты вряд ли можно относить к Рудному Пласту 330, так как они отличаются от последнего как по геологическому строению, так и по составу пород (Рундквист и др., 2011 б).

Ниже, на основе собранного авторами фактического материала, охарактеризована хромитовая минерализация в пределах Рудного Пласта 330 выше и ниже его по разрезу, а также спутников Рудного Пласта 330 выше по разрезу, акцессорного хромита в ортопироксенитах и Дунитового тела на северо-восточном склоне горы Сопча.

3.3.2. Морфология и состав хромитпинелидов в породах Рудного Пласта 330 и его тел-спутников западной части массива

На западном склоне горы Сопча выходы Рудного Пласта 330 (рис. 3.3.2) имеют большую мощность по сравнению с выходами на северо-восточном склоне. Согласно Д. А. Орсову и В. Ф. Смолькину (Смолькин и др., 2004 а), морфология Рудного Пласта 330 сложная: на разрезе меридионального направления он характеризуется мульдообразной формой, а на субширотном разрезе имеет пологое падение на юго-восток. Для западной части пласта установлено выдержанное залегание, тогда как на востоке и юго-востоке он представлен серией линзовидных тел. В центральной части горы Сопча Рудный Пласт 330 разбит на блоки серией субмеридиональных тектонических нарушений.

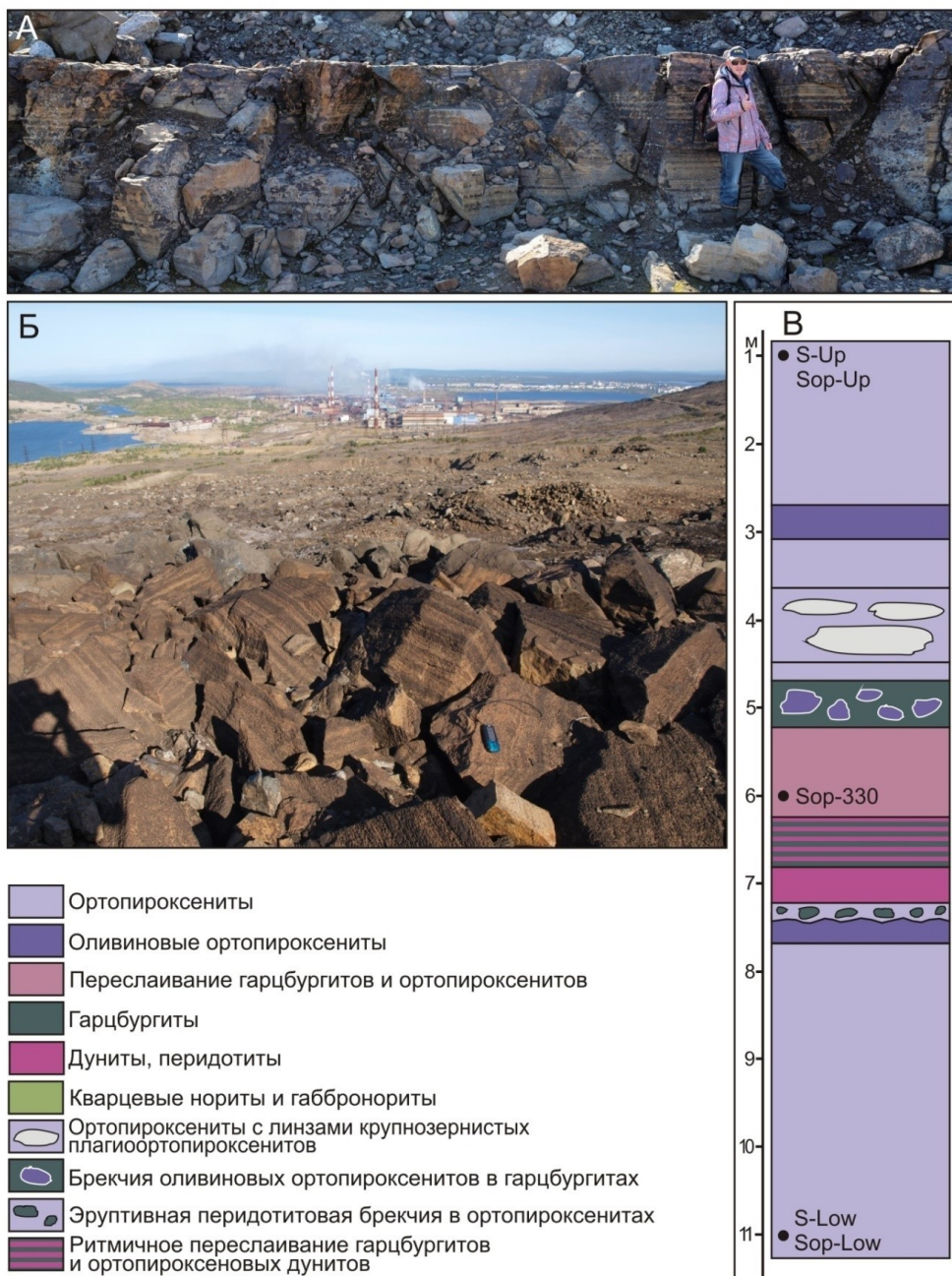


Рис. 3.3.2. Рудный Пласт 330 на западном склоне горы Сопча (см. рис. 3.3.1 А, прямоугольник 2). А – коренной выход ритмично расслоенных пород пласта; Б – развалы глыб с тонкой ритмичной расслоенностью; В – геологическая колонка Рудного Пласта 330 в западной части массива Сопча по (Смолькин и др., 2004 а) с точками отбора и номерами образцов (см. табл. 9)

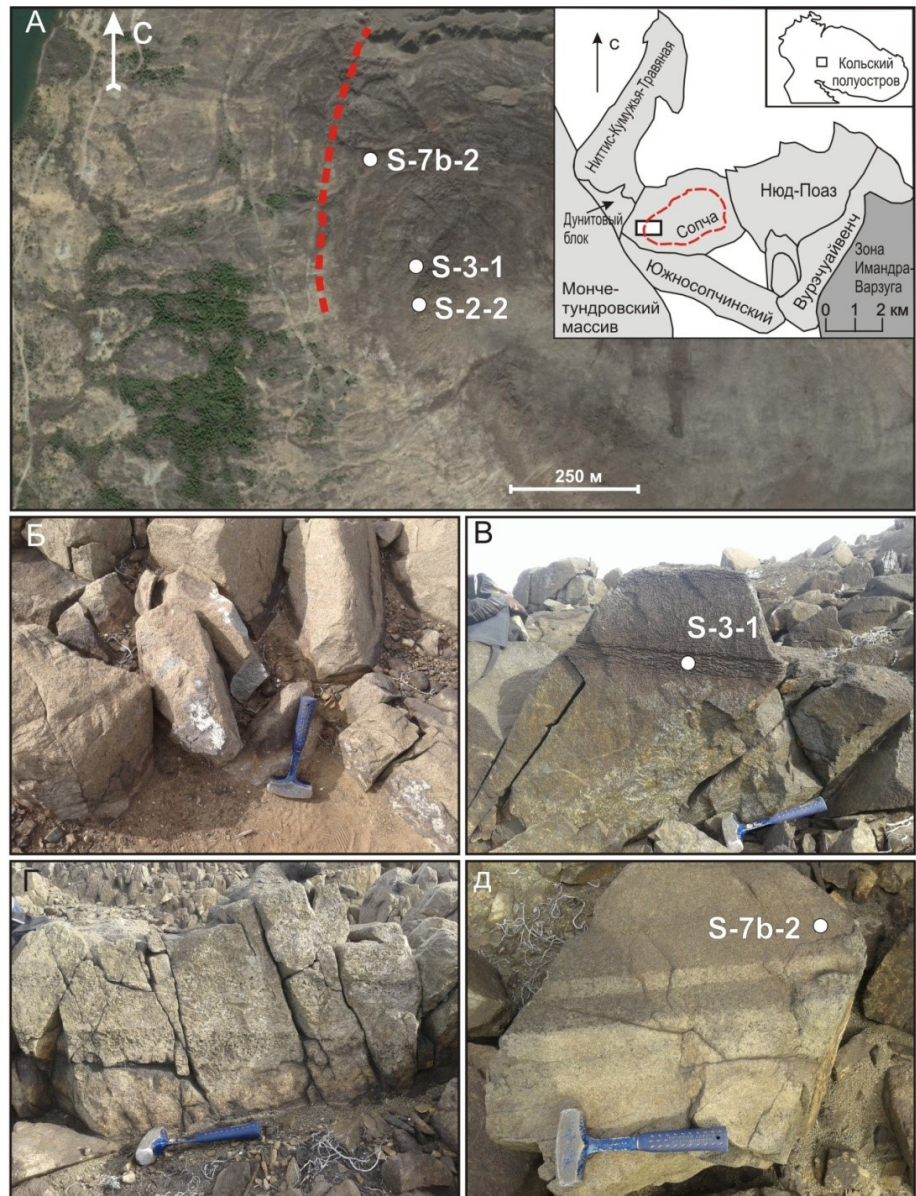


Рис. 3.3.3. А – фрагмент Яндекс-карты западного склона горы Сопча, положение подошвы Рудного Пласта 330 показано красной пунктирной линией, белыми точками с номерами показаны места отбора образцов (см. табл. 10). На врезке – схема Мончегорского комплекса, положение района работ отмечено белым прямоугольником; Б-Д – фотографии обнажений: вмещающих ортопироксенитов (Б) и расслоенных тел-спутников Рудного Пласта 330 (В-Д)

Детальный вертикальный разрез Рудного Пласта 330 в его наиболее мощной части, на западном склоне горы Сопчи, приведен на рис. 3.3.2 В. В разрезе пласта выделяются (снизу вверх): 1) зона ортопироксенитов с редкими участками «псевдобрекчии» оливиновых ортопироксенитов; 2) зона дунитов; 3) зона

ритмического переслаивания гарцбургитов и ортопироксенсодержащих дунитов; 4) зона полосчатых гарцбургитов – ортопироксенитов; 5) зона слабополосчатых гарцбургитов с участками «псевдобрекчии» оливинсодержащих ортопироксенитов; 6) зона мономинеральных ортопироксенитов с крупными линзами плагиоклазсодержащих крупнозернистых разновидностей. Последняя зона вверх по разрезу постепенно сменяется оливиновыми ортопироксенитами, а затем ортопироксенитами (Смолькин и др., 2004 а).

Строение пласта и детальная характеристика, приуроченной к нему сульфидной ЭПГ-содержащей минерализации подробно описаны в ряде работ (Конников, Орсов, 1991; Нерадовский и др., 2002; Смолькин и др., 2004 а; Шарков, 2006; Chashchin, Petrov, 2023). Характерной особенностью пород пласта является присутствие в них хромшпинелидов с ярко выраженной зональностью. Ядерные части зерен образует хромшпинелид более глиноземистый и магнезиальный, менее железистый и менее титанистый (хромит-1), по сравнению с хромшпинелидом краевых частей зерен (хромит-2). Два типа хромшпинелидов могут образовывать и отдельные незональные зерна (Орсов, 1988; Chaschin, Savchenko, 2021).

Авторами были исследованы образцы из центральной части пласта (Sop-330), ниже подошвы пласта (Sop-Low, S-Low), выше условной верхней границы пласта (Sop-Up, S-Up) (рис. 3.3.2 В) и из тел-спутников Рудного Пласта 330 выше по разрезу (S-2, S-3, S-7) (рис. 3.3.3 А, В, Д). Содержание вкрапленного хромита в центральной части пласта достигает первых процентов объема породы, форма зерен чаще всего неправильная, размер зерен достигает 500 мкм, но большинство зерен имеют размер 50–100 мкм.

В ортопироксенитах ниже подошвы пласта и выше его верхней границы содержание хромита в породе значительно ниже и не достигает одного процента объема породы, размер зерен 50–100 мкм. В телах-спутниках также были найдены характерные единичные зерна хромита зонального строения.

Обращает на себя внимание то, что зерна хромита в одних случаях являются вростками внутри силикатных минералов, а в других случаях находятся в интерстициях между зернами силикатов. В центральной части пласта хромит образует вростки как в зернах оливина (рис. 3.3.4 А, Б, Д, Е), так и в зернах ортопироксена (рис. 3.3.4 В, Г), а также некоторые зерна хромита находятся в интерстициях между зернами силикатов. В ортопироксенитах ниже подошвы пласта единичные зерна хромита располагаются по краям зерен ортопироксена в интерстициальном пространстве, но вростки хромита внутри ортопироксена не наблюдались. В ортопироксенитах выше границы пласта зерна хромита также находятся в интерстициях между кристаллами ортопироксена. В телах-спутниках замечено несколько случаев, когда хромит является вростком внутри силикатного минерала. Эти наблюдения свидетельствуют в пользу того, что хромит в теле Рудного Пласта 330 и в телах-спутниках образовался совместно с магматическими минералами – оливинном и пироксенном, а в подстилающих и перекрывающих пласт ортопироксенитах хромит образовывался на завершающей стадии магматического процесса или на постмагматической стадии.

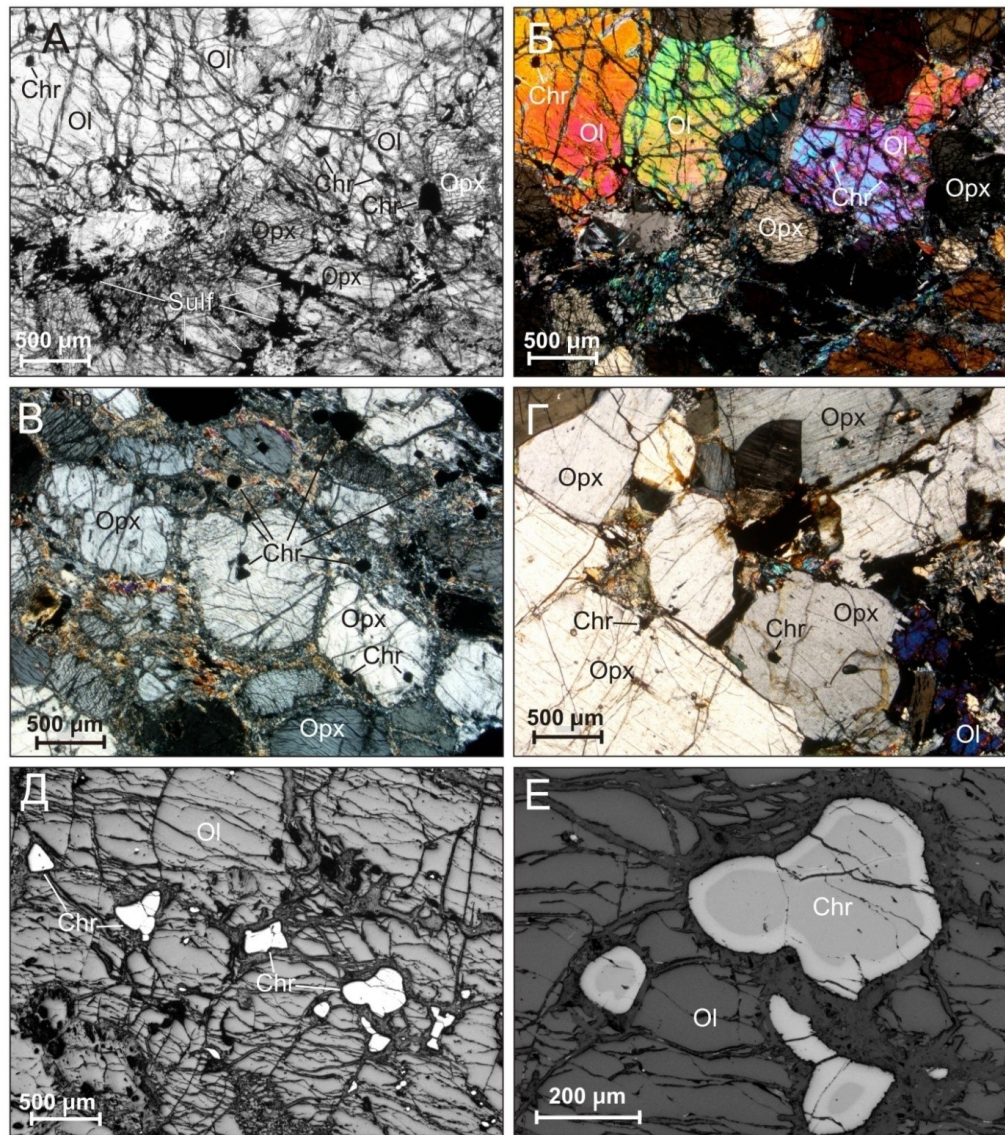


Рис. 3.3.4. Хромит в породах в западной части Рудного Пласта 330. А – обр. 1408/112.8, вкрапленный хромит в зернах оливина, прозрачный шлиф, без анализатора; Б – то же, николи скрещены; В – обр. 1410/200.3, вкрапленный хромит в зернах ортопироксена, прозрачный шлиф, николи скрещены; Г – обр. 19/24, вкрапленный хромит в зернах ортопироксена, прозрачный шлиф, николи скрещены; Д – обр. Sop-330, вкрапленность хромита в оливине, полированный аншлиф; Е – увеличенный фрагмент снимка Д, хорошо заметно зональное строение зерен хромита. Ol – оливин, Chr – хромит, Opx – ортопироксен, Sulf – сульфиды

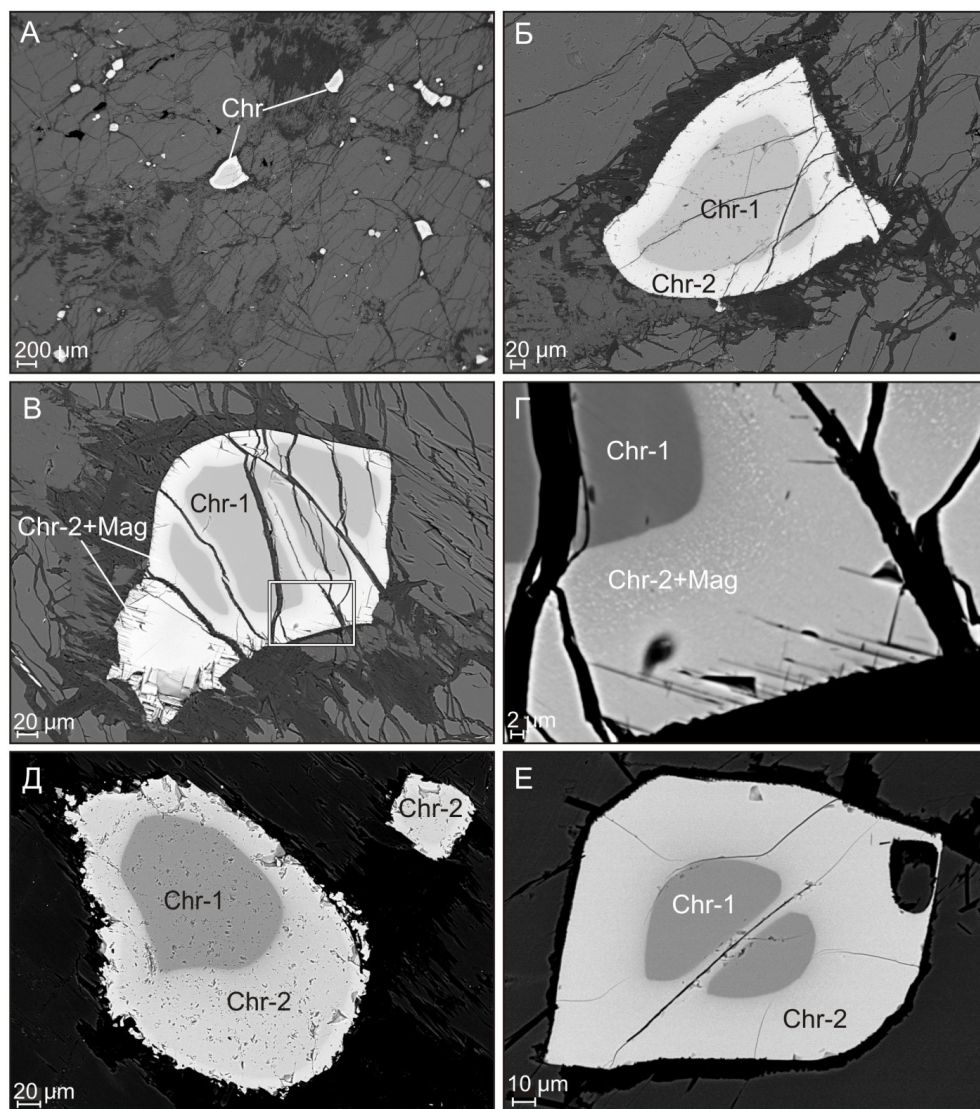


Рис. 3.3.5. Хромит в породах в западной части Рудного Пласта 330. А – обр. Sor-330, вкрапленность хромита в центральной части пласта; Б – увеличенный фрагмент снимка А с ярко выраженной зональностью в зерне хромита; В – обр. Sor-330, зональное зерно хромита, разбитое тонкими трещинами, вдоль которых протягиваются выделения магнетита, прямоугольником помечен увеличенный фрагмент; Г – увеличенный фрагмент снимка В; Д – обр. S-2-2 (17 м выше по разрезу от подошвы пласта), зональное зерно хромита и мелкое зерно хромита-2; Е – обр. Sor-low, зональное зерно хромита с трещиной, окаймленной хромитом-2. BSE-изображения. Chr – хромит, Mag – магнетит

Первоначально в ходе магматического процесса в теле пласта и в телах-спутниках образовался хромит-1, а также хромит-1 того же состава образовался в подстилающих и перекрывающих пласт породах в результате просачивания магматогенного флюида в поровое пространство вмещающих ортопироксенитов. Образование хромита-2 в виде кайм вокруг хромита-1 характерно для всех изученных уровней разреза – для тела пласта, для тел-спутников, для подстилающих и перекрывающих толщ.

В большинстве случаев зерна оливина или ортопироксена, окружающие кристаллы хромита, разбиты многочисленными мелкими трещинами (рис. 3.3.5). В тех случаях, когда и сами зерна хромита разбиты трещинами, выразительная зональность хромита оказывается осложнена развитием вдоль трещинок в зерне хромита-1 более железистого хромита-2 или тонкой смеси хромита-2 с магнетитом (рис. 3.3.5 В, Г, Е). Эти наблюдения указывают на то, что хромит-2 образовался на той стадии формирования Рудного Пласта 330, когда основной объем силикатных минералов и хромита-1 был закристаллизован и в зернах силикатов появились мелкие трещины, по которым в массу породы проникли поздние- или постмагматические растворы.

Таким образом, сценарий формирования Рудного Пласта 330 и окружающих его пород предусматривает две стадии минералообразования, разделенные некоторым временным интервалом. Первая стадия связана с поступлением небольшой порции высокомагнезиального расплава в субгоризонтальную зону крупного магматического тела, сложенного в этой части разреза преимущественно ортопироксенитами. Ортопироксениты в это время были не полностью закристаллизованы и были частично проницаемы для мигрирующего интеркумулусного расплава, несущего хромитовую минерализацию. В результате образовался Рудный Пласт 330 и его спутники и наложенная хромитовая минерализация во вмещающих породах. Хромитовая минерализация образовалась в западной, наиболее мощной части пласта, не распространившись в восточной части массива Сопча. Вторая стадия минералообразования выразилась в появлении высокожелезистых позднемагматических кайм хромита-2.

Химический состав хромита из пород Рудного Пласта 330, а также из пород ниже подошвы пласта и выше его верхней условной границы представлены в табл. 9. Химический состав хромита из тел-спутников представлен в табл. 10. Состав центральных частей зерен и краевых частей из различных зон разреза (Рудный Пласт 330, тела-спутники пласта, перекрывающие и подстилающие пласт пироксениты) демонстрирует большое сходство, что может говорить о единстве процессов формирования хромитов в теле пласта, телах-спутниках и породах рамы.

Наиболее контрастные различия по составу между хромитом центральных частей зерен и каймами наблюдаются по содержанию Al_2O_3 и $FeO_{общ}$. Содержание Al_2O_3 повышено в центральных, а содержание $FeO_{общ}$ – в краевых частях зерен. Систематические различия также проявлены по содержанию Cr_2O_3 , TiO_2 , MgO , NiO , ZnO . Центральные части зерен хромита обогащены хромом, цинком, магнием, но обеднены титаном и никелем.

Таблица 9. Представительные анализы хромита из пород Рудного Пласта 330 массива Сопча

№ п/п	1	2	3	4	5
№ образца	Sop-330 1	Sop-330 2	Sop-330 3	Sop-330 4	Sop-330 5
	центр	край	центр	край	центр
Центральная часть пласта					
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.06	0.09	0.06	0.10	0.06
Al ₂ O ₃	18.05	2.06	16.38	2.09	17.02
TiO ₂	0.44	0.99	0.53	0.60	0.53
Cr ₂ O ₃	38.74	34.16	38.69	32.51	37.77
V ₂ O ₅	0.20	0.25	0.20	0.21	0.22
FeO _{общ}	37.37	58.11	38.77	60.43	39.58
MgO	3.75	1.07	3.73	1.14	3.14
MnO	0.46	0.59	0.53	0.51	0.53
NiO	0.13	0.19	0.15	0.23	0.15
ZnO	0.55	0.16	0.48	0.17	0.55
CaO	н.п.о.	0.03	н.п.о.	0.03	н.п.о.
Сумма	99.74	97.70	99.54	98.01	99.56
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.19	0.06	0.19	0.06	0.16
Fe ⁺²	0.79	0.94	0.79	0.92	0.82
Mn ⁺²	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	–	0.01	–	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	–	0.01	–
Cr ⁺³	1.02	0.99	1.02	0.94	1.00
Al ⁺³	0.71	0.09	0.65	0.09	0.67
Fe ⁺³	0.24	0.85	0.29	0.92	0.29
Ti ⁺⁴	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	32	43	32	40	34
герцинит FeAl ₂ O ₄	35	4	32	4	33
магнетит FeFe ₂ O ₄	10	41	13	45	12
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	18	6	18	6	16
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	–	1	–	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	2	1	2	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	–	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	3	1	2	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–

Таблица 9 (продолжение)

№ п/п	6	7	8	9	10
№ образца	Sop-330 6	Sop 330 3a 1	Sop 330 3a 2	Sop 330 3b 1	Sop 330 3b 2
	край	центр	край	центр	край
Центральная часть пласта					
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.11	0.14	0.17	0.16	0.28
Al ₂ O ₃	2.93	19.09	4.98	18.70	3.18
TiO ₂	0.58	0.47	0.79	0.47	1.49
Cr ₂ O ₃	34.95	38.48	35.06	39.25	33.86
V ₂ O ₅	0.20	0.17	0.19	0.16	0.30
FeO _{общ}	57.11	37.10	55.26	36.86	56.24
MgO	1.08	3.91	1.85	3.66	1.54
MnO	0.54	0.47	0.55	0.49	0.57
NiO	0.24	0.14	0.23	0.11	0.18
ZnO	0.21	0.60	0.22	0.56	0.16
CoO	н.п.о.	0.16	0.17	0.18	0.18
CaO	0.02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	97.96	100.72	99.47	100.61	97.95
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.06	0.19	0.10	0.18	0.08
Fe ⁺²	0.92	0.79	0.89	0.80	0.92
Mn ⁺²	0.02	0.19	0.10	0.18	0.08
Zn ⁺²	0.01	0.02	0.01	0.01	-
Ni ⁺²	0.01	-	0.01	-	0.01
Co ⁺²	-	-	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	1.01	1.00	0.98	1.02	0.97
Al ⁺³	0.13	0.74	0.21	0.73	0.14
Fe ⁺³	0.82	0.23	0.75	0.22	0.79
Ti ⁺⁴	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	-	-	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миалы					
хромит FeCr ₂ O ₄	44	28	37	30	37
герцинит FeAl ₂ O ₄	6	34	10	33	6
магнетит FeFe ₂ O ₄	39	1	31	1	35
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	6	17	9	16	8
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	-
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	17	9	16	8
треворит NiFe ₂ O ₄	1	-	1	-	-
кулсонит FeV ₂ O ₄	-	-	-	-	-
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	2	1	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	-	-	1	-	1

Таблица 9 (продолжение)

№ п/п	11	12	13	14	15	16
№ образца	S -Low 1	S -Low 1	S -Low 2	S -Low 2	S -Low 3	S -Low 3
	центр	край	центр	край	центр	край
Нижняя часть пласта						
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	15.75	2.13	14.80	0.74	14.62	1.95
TiO ₂	0.67	1.35	0.70	1.64	0.68	1.47
Cr ₂ O ₃	39.24	36.74	42.09	36.53	42.43	39.87
V ₂ O ₅	0.23	0.21	0.28	0.32	0.26	0.22
FeO _{общ}	36.50	53.13	38.37	57.78	38.45	54.56
MgO	3.06	1.05	2.89	0.65	3.00	0.97
MnO	0.49	0.59	0.47	0.41	0.44	0.49
NiO	0.11	0.16	0.10	0.23	0.10	0.17
ZnO	1.17	0.46	1.27	0.41	0.97	0.33
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	97.23	95.81	100.97	98.70	100.94	100.02
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.16	0.06	0.14	0.04	0.15	0.05
Fe ⁺²	0.81	0.94	0.82	0.98	0.83	0.96
Mn ⁺²	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Zn ⁺²	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	–	0.01	–	0.01
Cr ⁺³	1.07	1.09	1.12	1.06	1.12	1.14
Al ⁺³	0.64	0.09	0.59	0.03	0.58	0.08
Fe ⁺³	0.24	0.73	0.25	0.80	0.25	0.69
Ti ⁺⁴	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	37	47	41	48	41	50
герцинит FeAl ₂ O ₄	32	5	29	2	29	4
магнетит FeFe ₂ O ₄	9	35	9	40	10	34
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	16	6	14	3	15	5
франклинит ZnFe ₂ O ₄	3	1	3	1	2	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	2	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	1	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	1	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	4	2	4	2	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 9 (продолжение)

№ п/п	17	18	19	20	21
№ образца	Sop-Low 1	Sop-Low 2	Sop-Low 3	Sop-Low 4	Sop-Low 5
	центр	центр	край	центр	край
Нижняя часть пласта					
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	н.п.о.	н.п.о.	0.14	0.07	0.11
Al ₂ O ₃	17.49	20.64	2.95	13.81	2.30
TiO ₂	0.33	0.59	1.03	0.70	1.39
Cr ₂ O ₃	41.88	38.47	33.94	42.53	37.89
V ₂ O ₅	0.19	0.21	0.21	0.25	0.20
FeO _{общ}	35.85	33.81	56.09	38.90	53.72
MgO	3.73	3.96	1.26	2.71	1.08
MnO	0.54	0.54	0.59	0.68	0.73
NiO	0.17	0.14	0.22	0.16	0.22
ZnO	0.59	1.32	0.33	1.08	0.44
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.1
Сумма	100.78	99.68	96.76	100.89	98.17
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.18	0.19	0.07	0.14	0.06
Fe ⁺²	0.79	0.77	0.92	0.83	0.93
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	0.01	–	0.01
Cr ⁺³	1.09	1.00	0.99	1.13	1.10
Al ⁺³	0.68	0.80	0.13	0.55	0.10
Fe ⁺³	0.20	0.16	0.81	0.27	0.71
Ti ⁺⁴	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	0.01	–	–
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	36	30	42	43	48
герцинит FeAl ₂ O ₄	34	40	6	27	5
магнетит FeFe ₂ O ₄	7	4	39	10	34
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	18	19	7	13	6
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	3	1	3	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	3	2	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–

Таблица 9 (продолжение)

№ п/п	22	23	24	25	26	27
№ образца	S-Up 1	S-Up 1	S-Up 2	S-Up 2	S-Up 3	S-Up 3
	центр	край	центр	край	центр	центр
Верхняя часть пласта						
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	0.05	0.14	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	17.82	3.87	16.50	3.25	15.36	6.34
TiO ₂	1.01	1.19	0.80	1.05	0.81	0.61
Cr ₂ O ₃	40.20	37.14	42.23	38.50	41.54	39.71
V ₂ O ₅	0.24	0.23	0.26	0.20	0.31	0.22
FeO _{общ}	35.66	53.23	35.39	54.41	38.81	48.71
MgO	3.77	1.42	3.48	1.03	3.11	1.69
MnO	0.38	0.47	0.38	0.47	0.43	0.54
NiO	0.18	0.18	н.п.о.	0.13	0.24	0.14
ZnO	1.05	0.43	1.13	0.43	1.00	0.52
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	100.31	98.21	100.31	99.47	101.60	98.48
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.19	0.08	0.17	0.06	0.15	0.09
Fe ⁺²	0.80	0.92	0.80	0.94	0.82	0.89
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Zn ⁺²	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
Ni ⁺²	0.01	0.01	–	–	0.01	–
Cr ⁺³	1.05	1.06	1.11	1.10	1.09	1.12
Al ⁺³	0.70	0.17	0.65	0.14	0.60	0.27
Fe ⁺³	0.19	0.69	0.18	0.70	0.26	0.57
Ti ⁺⁴	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	0.01	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	33	44	38	48	39	47
герцинит FeAl ₂ O ₄	34	8	32	7	30	13
магнетит FeFe ₂ O ₄	8	34	7	34	10	26
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	18	8	17	5	15	9
франклинит ZnFe ₂ O ₄	3	1	3	1	2	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	3	2	3	2	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 9 (окончание)

№ п/п	28	29	30	31	32	33
№ образца	S-Up 3	Sop-Up 1	Sop-Up 2	Sop-Up 3	Sop-Up 4	Sop-Up 5
	край	центр	край	центр	край	край
Верхняя часть пласта						
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	0.05	0.10	0.05	0.10	0.09
Al ₂ O ₃	3.89	17.13	3.41	16.60	3.90	1.98
TiO ₂	0.92	0.57	1.04	1.12	0.89	1.46
Cr ₂ O ₃	39.28	40.17	37.42	40.90	38.17	35.14
V ₂ O ₅	0.25	0.22	0.18	0.25	0.27	0.21
FeO _{общ}	51.80	37.70	55.59	37.15	54.84	58.91
MgO	1.18	3.24	1.29	3.23	1.41	1.11
MnO	0.48	0.51	0.62	0.54	0.62	0.55
NiO	0.17	0.08	0.16	0.11	0.18	0.14
ZnO	0.42	1.04	0.42	1.02	0.45	0.37
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	98.38	100.69	100.22	100.96	100.83	99.96
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.06	0.16	0.07	0.16	0.07	0.06
Fe ⁺²	0.93	0.81	0.92	0.82	0.91	0.95
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	0.01	–	0.01	–
Cr ⁺³	1.13	1.05	1.05	1.07	1.07	1.00
Al ⁺³	0.17	0.67	0.14	0.65	0.16	0.08
Fe ⁺³	0.64	0.24	0.74	0.21	0.71	0.83
Ti ⁺⁴	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.04
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	49	36	45	37	45	43
герцинит FeAl ₂ O ₄	8	33	7	32	8	4
магнетит FeFe ₂ O ₄	31	9	35	9	34	41
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	6	16	7	16	7	6
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	2	1	2	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	2	1	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	3	3	2	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 10. Представительные анализы хромита и магнетита из пород тел-спутников Рудного Пласта 330 массива Сопча

№ п/п	1	2	3	4	5
№ образца	S-2-2-1	S-2-2-2	S-2-2-4	S-2-2-5	S-2-2-6
	центр	край	небольшое зерно	центр	край
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.18	0.16	0.30	0.19	0.27
Al ₂ O ₃	15.28	2.84	2.48	15.67	2.70
TiO ₂	0.68	0.99	1.01	0.65	1.29
Cr ₂ O ₃	42.00	38.26	37.91	40.78	36.88
V ₂ O ₅	0.22	0.22	0.25	0.21	0.30
FeO _{общ}	37.28	54.84	55.13	37.92	55.25
MgO	3.29	1.25	1.19	3.27	1.39
MnO	0.36	0.47	0.45	0.40	0.49
NiO	0.15	0.29	0.33	0.13	0.32
ZnO	1.24	0.44	0.45	1.21	0.45
CoO	0.19	0.26	0.23	0.24	0.19
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	100.89	100.01	99.71	100.67	99.53
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.16	0.07	0.06	0.16	0.07
Fe ⁺²	0.80	0.92	0.92	0.80	0.92
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Zn ⁺²	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	0.01	–	0.01
Co ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	1.11	1.08	1.08	1.08	1.05
Al ⁺³	0.60	0.12	0.11	0.62	0.11
Fe ⁺³	0.24	0.72	0.74	0.26	0.74
Ti ⁺⁴	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	38	47	46	37	44
герцинит FeAl ₂ O ₄	30	6	5	30	6
магнетит FeFe ₂ O ₄	9	35	36	10	36
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	16	6	6	16	7
франклинит ZnFe ₂ O ₄	3	1	1	3	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	1	–	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	3	3	2	3
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1

Таблица 10 (продолжение)

№ п/п	6	7	8	9	10
№ образца	S-2-2-7	S-2-2-8	S-2-2-9	S-3-1-1	S-3-1-2
	край	центр	край	центр	край
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.20	0.18	0.14	0.15	0.24
Al ₂ O ₃	0.84	15.15	2.79	2.03	0.90
TiO ₂	0.71	0.61	1.09	0.62	0.37
Cr ₂ O ₃	13.42	40.81	37.72	27.12	13.13
V ₂ O ₅	0.32	0.22	0.22	0.33	0.29
FeO _{общ}	76.52	38.79	55.88	66.92	79.95
MgO	0.67	3.23	1.36	1.07	0.61
MnO	0.17	0.40	0.47	0.30	0.14
NiO	0.63	0.16	0.29	0.33	0.44
ZnO	н.п.о.	1.15	0.47	0.41	0.20
CoO	н.п.о.	0.23	0.26	н.п.о.	н.п.о.
CaO	0.19	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	93.67	100.92	100.69	99.28	96.26
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.04	0.16	0.07	0.06	0.03
Fe ⁺²	0.95	0.81	0.92	0.93	0.95
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	–
Zn ⁺²	–	0.03	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.02	–	0.01	0.01	0.01
Co ⁺²	–	0.01	0.01	–	–
Cr ⁺³	0.40	1.08	1.06	0.77	0.39
Al ⁺³	0.04	0.60	0.12	0.09	0.04
Fe ⁺³	1.49	0.28	0.75	1.09	1.53
Ti ⁺⁴	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	16	37	45	33	16
герцинит FeAl ₂ O ₄	2	29	6	4	2
магнетит FeFe ₂ O ₄	74	11	36	53	75
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	4	16	7	6	3
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	3	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	–
треворит NiFe ₂ O ₄	2	–	1	1	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	–	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	3	2	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	–	1	1

Таблица 10 (продолжение)

№ п/п	11	12	13	14	15	16
№ образца	S-3-1-3	S-3-1-4	S-7b-2-1	S-7b-2-2	S-7b-2-3	S-7b-2-4
	центр	край	центр	край	центр	край
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.12	0.16	0.11	0.15	0.13	0.19
Al ₂ O ₃	4.21	0.85	9.99	3.02	8.83	9.01
TiO ₂	0.92	0.49	0.26	0.70	0.56	0.88
Cr ₂ O ₃	39.63	13.19	41.36	33.27	42.22	33.39
V ₂ O ₅	0.16	0.23	0.17	0.25	0.22	0.18
FeO _{общ}	51.22	79.06	43.51	56.21	43.41	54.06
MgO	1.74	1.02	2.58	1.32	2.44	1.99
MnO	0.42	0.15	0.66	0.59	0.68	0.61
NiO	0.20	0.40	0.08	0.19	0.09	0.18
ZnO	0.77	0.12	0.82	0.40	0.67	0.68
CoO	н.п.о.	н.п.о.	0.00	0.01	0.00	0.00
Сумма	99.40	95.66	99.64	96.26	99.35	101.30
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.09	0.06	0.13	0.07	0.13	0.10
Fe ⁺²	0.89	0.93	0.83	0.91	0.84	0.88
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.02	–	0.02	0.01	0.02	0.02
Ni ⁺²	0.01	0.01	–	0.01	–	0.01
Co ⁺²	–	–	–	0.01	–	–
Cr ⁺³	1.12	0.39	1.13	0.97	1.17	0.90
Al ⁺³	0.18	0.04	0.41	0.13	0.36	0.36
Fe ⁺³	0.64	1.53	0.43	0.84	0.43	0.67
Ti ⁺⁴	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	0.01	–	0.01	–	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	46	14	43	41	45	34
герцинит FeAl ₂ O ₄	9	2	20	6	18	18
магнетит FeFe ₂ O ₄	30	76	18	40	19	31
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	9	6	13	7	13	10
франклинит ZnFe ₂ O ₄	2	–	2	1	2	2
якобит MnFe ₂ O ₄	1	–	2	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	1	1	–	1	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	2	1	1	2	1	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	1	–	1	–	1

Таблица 10 (окончание)

№ п/п	17	18	19	20	21
№ образца	S-7b-2-5	S-7b-2-6	S-7b-2-7	S-7b-2-8	S-7b-2-9
	центр	край	край	центр	край
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.35	0.23	0.14	0.37	0.14
Al ₂ O ₃	9.20	6.79	2.67	10.78	8.29
TiO ₂	0.43	0.80	1.20	0.35	0.76
Cr ₂ O ₃	41.58	33.75	33.74	42.75	36.41
V ₂ O ₅	0.18	0.25	0.25	0.23	0.25
FeO _{общ}	43.55	47.95	57.86	41.90	46.59
MgO	2.49	2.41	1.33	3.14	2.68
MnO	0.76	0.69	0.64	0.73	0.70
NiO	0.10	0.13	0.30	0.00	0.17
ZnO	0.63	0.50	0.49	0.38	0.25
CoO	н.п.о.	0.00	0.00	0.00	н.п.о.
Сумма	99.26	93.59	98.74	100.72	96.25
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.13	0.13	0.07	0.16	0.14
Fe ⁺²	0.83	0.84	0.91	0.81	0.84
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	–	0.01	–	0.01
Cr ⁺³	1.14	0.99	0.97	1.15	1.03
Al ⁺³	0.38	0.30	0.11	0.43	0.35
Fe ⁺³	0.44	0.65	0.84	0.38	0.56
Ti ⁺⁴	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	44	35	40	41	37
герцинит FeAl ₂ O ₄	19	15	6	21	17
магнетит FeFe ₂ O ₄	19	30	40	17	26
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	13	13	7	16	14
франклинит ZnFe ₂ O ₄	2	1	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	2	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	2	3	1	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	–	1	–

Примечание: н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 11. Средние значения содержания компонентов в различных частях разреза Рудного Пласта 330 в западной части массива Сопча (мас. %, по данным табл. 9 и 10)

Положение в разрезе	Ниже подошвы пласта		Центральная часть пласта		Выше верхней границы пласта		Тела спутники выше пласта	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
Центр/край зерна	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
n	6	5	5	5	6	6	9	12
Al ₂ O ₃	16.19	2.01	17.85	3.05	14.96	3.38	10.13	3.60
TiO ₂	0.61	1.37	0.49	0.89	0.82	1.09	0.56	0.86
Cr ₂ O ₃	41.11	36.99	38.59	34.11	40.79	37.61	39.80	30.09
V ₂ O ₅	0.24	0.23	0.19	0.23	0.25	0.22	0.22	0.25
FeO _{общ}	36.98	55.05	37.94	57.43	38.90	54.80	44.94	59.94
MgO	3.23	1.00	3.64	1.34	3.09	1.24	2.58	1.43
MnO	0.53	0.56	0.50	0.55	0.46	0.53	0.52	0.46
NiO	0.13	0.20	0.14	0.21	0.15	0.16	0.14	0.31
ZnO	1.07	0.39	0.55	0.18	0.96	0.42	0.81	0.40

Обобщенные данные по составу хромита, связанного с пластом, приведены в табл. 11. Эти данные показывают, что, несмотря на общее сходство, намечаются тонкие различия в составе между хромитами в зависимости от уровня разреза. Глиноземистость центральных частей зерен хромита выше верхней границы пласта и в телах-спутниках выше по разрезу понижена относительно центральной части Рудного Пласта 330. Общая железистость центральных частей зерен хромита демонстрирует обратную тенденцию, нарастая от нижней и центральной зон пласта к верхней и достигая максимальных значений в телах-спутниках над пластом. Эти данные могут указывать на дифференциацию вещества в ходе магматического процесса, в результате которого образовались центральные части зерен хромита в пласте и в телах-спутниках.

3.3.3. Морфология и состав хромита в ортопироксенитах северо-восточной части массива Сопча

В ходе подготовки данной работы возник вопрос: распространяется ли хромитовая минерализация Рудного Пласта 330 на его восточную часть? Чтобы ответить на этот вопрос расслоенные части разреза массива Сопча в северо-восточной его части были целенаправленно опробованы для поиска хромитовой вкрапленности. Интересно, что ни в одном из образцов северо-восточной части Рудного Пласта 330 не было обнаружено даже единичных зерен хромита. Следует подчеркнуть это существенное различие между западной и восточной частями Рудного Пласта 330. Ранее отмечалось, что в северо-восточной части Рудного Пласта 330, по сравнению с западной его частью, наблюдается значительное сокращение, как мощности самого пласта, так и доли оливиновых пород в его составе. Отсутствие даже единичных зерен хромита в северо-восточной части Рудного Пласта 330 является еще одним

важным свидетельством этого различия, которое указывает на существенную неоднородность пласта по латерали.

За пределами Рудного Пласта 330 в некоторых образцах ортопироксенитов из коренных обнажений на северо-восточном склоне горы Сопча (рис. 3.3.6) были найдены редкие зерна хромита. Кроме того, был использован каменный материал, полученный ранее при проведении на этой площади поисково-съёмочных работ 1999–2000 гг., участие в которых принимал один из авторов.



Рис. 3.3.6. А – вид с северной части дамбы на северо-восточную часть горы Сопча; Б – фрагмент Яндекс-карты северо-восточной части горы Сопча. В рамках Детального участка отобраны образцы С-10, С-17, С-24, С-41 (см. табл. 12), в пределах Дунитового тела отобраны образцы М-8, М-9 (см. табл. 13)

В нижней части северо-восточного склона находятся крупные коренные выходы массивных мелкозернистых ортопироксенитов (рис. 3.3.7 А). В некоторых образцах удалось обнаружить единичные зерна хромита (рис. 3.3.8 А). В большинстве случаев хромит находится внутри мелких выделений

интеркумулусного плагиоклаза, между зернами ортопироксена (рис. 3.3.8 Б-Г). Хромит достаточно однороден, форма зерен во многих случаях близка к кристаллографической, размер зерен 50–200 мкм (рис. 3.3.8 Б-Е). Химический состав хромита представлен в табл. 12. Содержание Cr_2O_3 в хромитах колеблется в пределах 36–50 мас. %, содержание $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 25–43 мас. %.

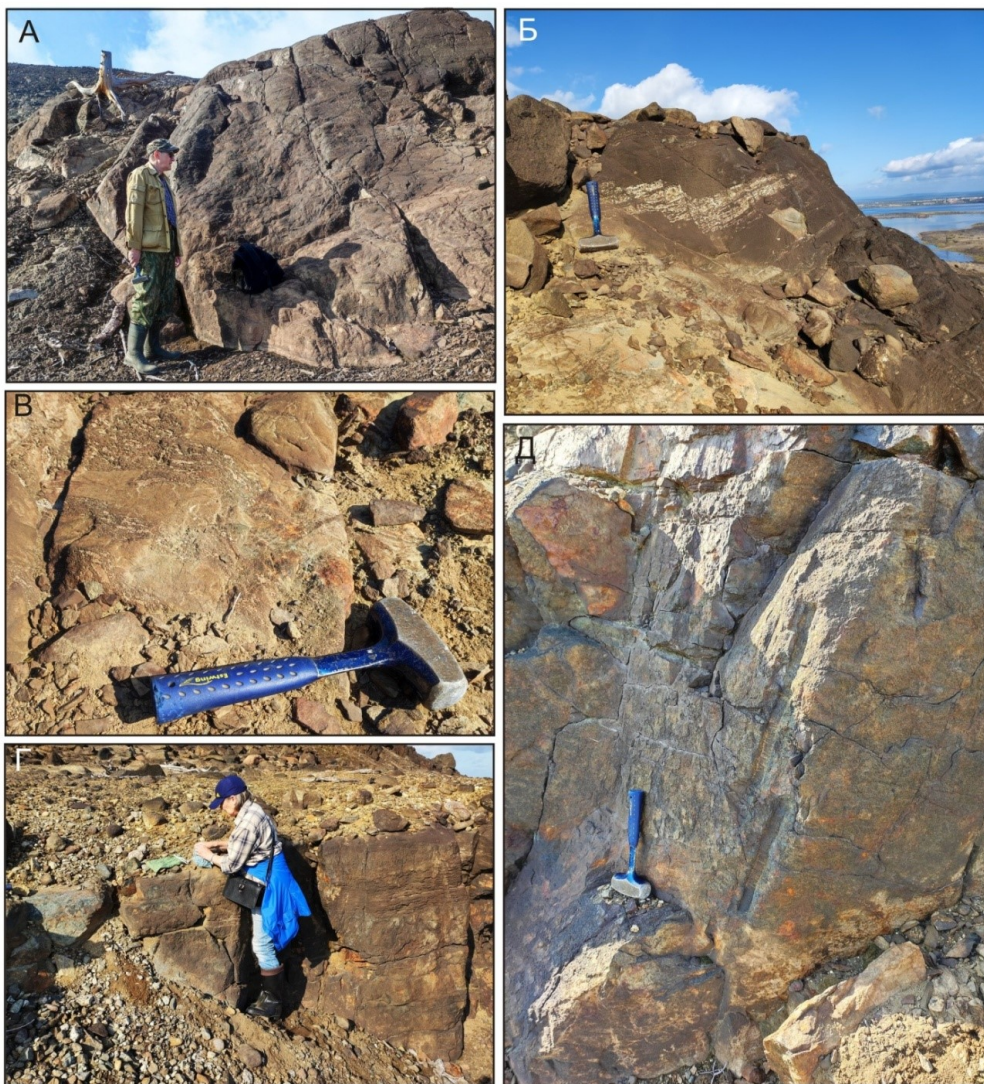


Рис. 3.3.7. Северо-восточный склон горы Сопча (см. Детальный участок на рис. 3.3.6).

А – коренные выходы массивных ортопироксенитов в нижней части северо-восточного склона горы Сопча; Б – смещенные тектоническими нарушениями линзы оталькованных плагиоортопироксенитов; В – ветвление и изгиб слоев плагиоортопироксенитов и вокруг тел массивных ортопироксенитов; Г – выходы верхнего расслоенного горизонта являющегося продолжением Рудного Пласта 330 в восточной части горы Сопча; Д – тонкая расслоенность и следы бороздowego опробования на поверхности коренного выхода верхнего расслоенного горизонта

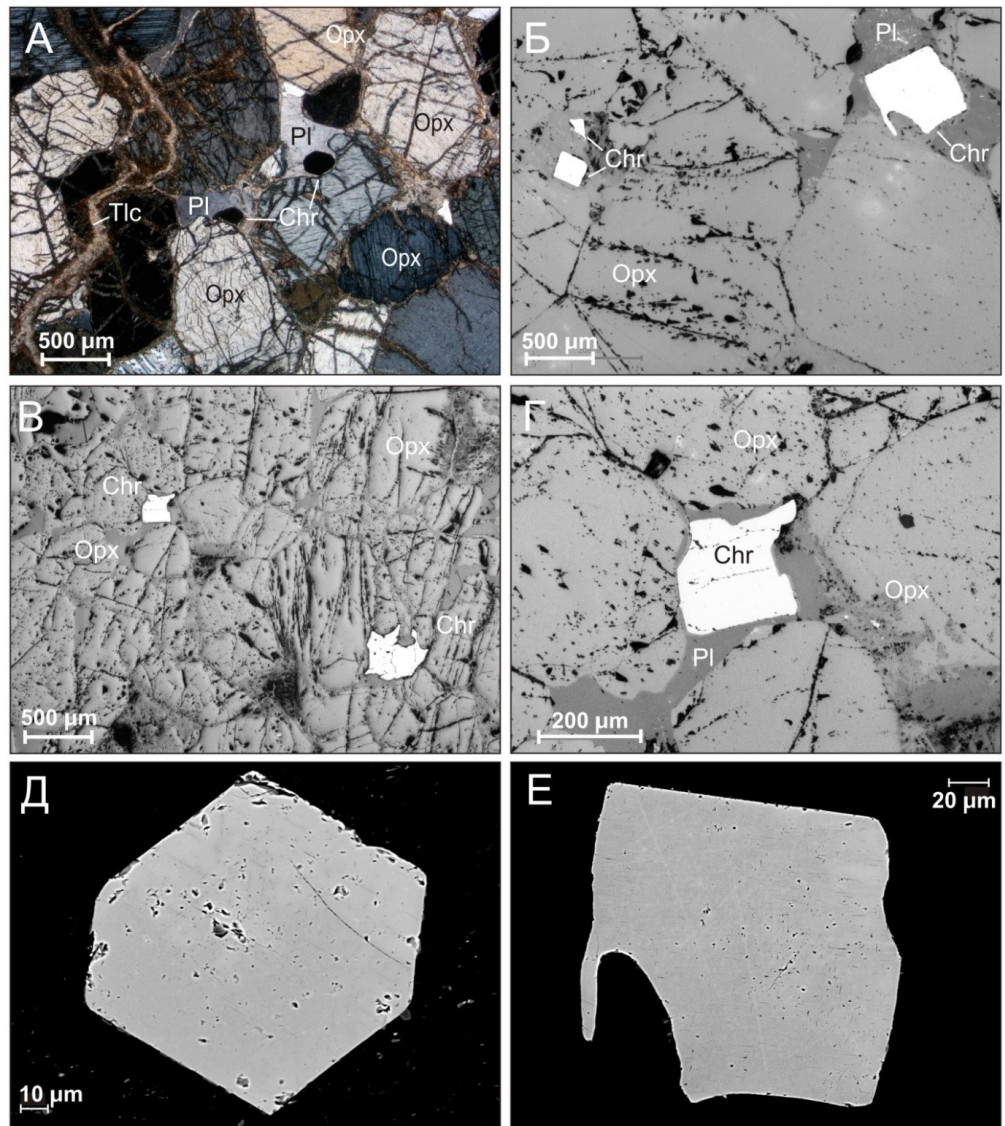


Рис. 3.3.8. Хромит в породах северо-восточной части массива Сопча. А – обр. С-10, единичные зерна хромита в мелкозернистом ортопироксените, зерна хромита расположены на границах между кристаллами ортопироксена и интеркумулусными выделениями плагиоклаза, прозрачный шлиф, николи скрещены; Б, В, Г – обр. С-246, кристаллы хромита в мелкозернистом ортопироксените, в ассоциации с плагиоклазом, полированный аншлиф; Д – обр. С-17а, Е – обр. С-41) – правильные формы кристаллов хромита, BSE-изображения. Chr – хромит, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Tlc – тальк

Выше по склону, при постепенном приближении к уровню Рудного Пласта 330 (рис. 3.3.7 Б, В), в обнажениях местами становится заметна директивная текстура породы, тектонические нарушения с небольшими смещениями, явления обтекания небольших массивных участков породы

участками с параллельной текстурой. Расслоенные горизонты, являющиеся продолжением Рудного Пласта 330 в восточной части горы Сопча, расположены на гипсометрических уровнях ниже 330 м, вероятно, вследствие развития сбросовых тектонических нарушений в центральной части интрузии.

Ранее было показано (Припачкин, Рундквист, 2007), что в северо-восточной части массива Сопча в толще мелко-среднезернистых пироксенитов присутствуют два уровня, в пределах которых фиксируется контрастная расслоенность. Нижний расслоенный горизонт расположен на уровне высотной отметки 225 м и обрамлен сверху и снизу неравномернотекстурными ортопироксенитами мощностью до 1 м. Истинная мощность горизонта составляет 2–3 м, по простиранию горизонт прослеживается на 140 м, падение расслоенности – юго-западное под углом 10–15°.

Горизонт представлен серией слоев мелко- и среднезернистых ортопироксенитов с массивной текстурой, среди которых размещаются слои и тела сложной формы, состоящие из мелко-среднезернистых мезократовых норитов и плагиоортопироксенитов с параллельной и пятнисто-шлировой текстурами и текстурой течения. Отмечается ветвление и изгибание слоев плагиоортопироксенитов и норитов вокруг тел массивных ортопироксенитов (рис. 3.3.7 В). Мощности чередующихся слоев – 0.2–2 м. Залегающая выше толща представлена среднезернистыми ортопироксенитами (Припачкин, Рундквист, 2007).

Верхний расслоенный горизонт локализован в ортопироксенитах (\pm оливин) на уровне горизонталей 270–275 м (рис. 3.3.7 Г, Д). Максимальная истинная мощность горизонта, зафиксированная в скальных уступах, достигает 5 м; падение пластов в юго-западных румбах под углами 5–10°. Горизонт прослежен на расстояние около 120 м по простиранию и смещен вдоль разрывного нарушения северо-восточного направления примерно на 30 м. Горизонт представлен чередованием разнотекстурных ортопироксенитов, плагиоортопироксенитов и норитов, реже – оливиновых пироксенитов. Мощности слоев – 0.5–2 м. Выше по разрезу залегают толща среднезернистых массивных ортопироксенитов (Припачкин, Рундквист, 2007).

В нижнем горизонте неравномерная тонкая сульфидная вкрапленность, редко достигающая 1 % от объема породы, связана в основном с мезократовыми норитами. В верхнем горизонте сульфиды (пирротин, халькопирит) в виде достаточно равномерной мелкой вкрапленности (0.5–1, реже до 3–5 % от объема породы) приурочены к неоднородным участкам чередования массивных ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов и норитов с параллельной текстурой.

Таблица 12. Представительные анализы хромита из пород массива Сопча
(восточная часть)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	C-10 1	C-10 2	C-17a 2	C-17a 3	C-17a 4	C-24a 1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.26	0.30	0.31	0.36	0.38	н.п.о.
Al ₂ O ₃	12.86	13.03	6.53	7.47	5.40	7.86
TiO ₂	0.43	0.62	0.64	1.23	0.46	0.38
Cr ₂ O ₃	49.23	48.77	50.64	51.02	47.72	48.62
V ₂ O ₅	0.21	0.22	0.42	0.46	0.37	0.31
FeO _{общ}	33.01	32.49	39.06	37.10	43.05	39.94
MgO	2.80	2.81	1.78	1.75	1.66	2.14
MnO	0.57	0.53	0.54	0.54	0.58	0.80
NiO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.07
ZnO	1.30	1.28	0.89	1.01	0.67	0.54
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.11	н.п.о.
CoO	0.10	0.08	0.18	0.14	0.17	0.15
Сумма	100.76	100.13	100.98	101.07	100.55	100.81
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.14	0.14	0.09	0.09	0.09	0.11
Ca ⁺²	–	–	–	–	0.00	–
Fe ⁺²	0.81	0.82	0.88	0.89	0.88	0.86
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01
Co ⁺²	–	–	0.01	–	0.01	–
Cr ⁺³	1.32	1.32	1.40	1.40	1.33	1.34
Al ⁺³	0.51	0.52	0.27	0.31	0.22	0.32
Fe ⁺³	0.12	0.11	0.27	0.19	0.39	0.31
Ti ⁺⁴	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	–
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	51	50	59	59	57	55
герцинит FeAl ₂ O ₄	25	26	13	15	11	16
магнетит FeFe ₂ O ₄	3	2	11	8	17	12
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	14	14	9	9	9	11
франклинит ZnFe ₂ O ₄	3	3	2	3	2	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	1	2	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	0	0	0	0	0	0
кулсонит FeV ₂ O ₄	0	0	1	1	1	0
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	2	2	3	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	0

Таблица 12 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ образца	C-24a 2	C-24b 1	C-24b 2	C-24b 3	C-24b 4	C-24b 5
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	0.11	0.11	0.21	0.29	0.34
Al ₂ O ₃	13.69	16.80	13.28	16.96	11.47	7.72
TiO ₂	0.40	0.34	0.27	0.77	0.58	0.41
Cr ₂ O ₃	47.01	46.39	48.26	49.84	48.82	50.20
V ₂ O ₅	0.29	0.22	0.29	0.24	0.26	0.42
FeO _{общ}	35.12	26.45	32.32	25.88	35.01	38.04
MgO	3.24	8.56	5.36	6.36	2.71	1.88
MnO	0.74	0.38	0.65	0.57	0.75	0.92
NiO	0.07	0.15	0.14	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
ZnO	0.15	0.12	0.15	0.17	0.26	0.81
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
CoO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.14	0.16
Сумма	100.70	99.52	100.81	101.00	100.28	100.88
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.16	0.41	0.27	0.31	0.14	0.10
Ca ⁺²	–	–	–	–	–	–
Fe ⁺²	0.82	0.58	0.71	0.69	0.84	0.86
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Zn ⁺²	–	–	–	–	0.01	0.02
Co ⁺²	–	–	–	–	–	0.01
Cr ⁺³	1.25	1.19	1.27	1.28	1.32	1.38
Al ⁺³	0.54	0.64	0.52	0.65	0.46	0.32
Fe ⁺³	0.17	0.14	0.19	0.02	0.16	0.25
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	–	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	46	18	37	32	51	58
герцинит FeAl ₂ O ₄	27	32	26	32	23	16
магнетит FeFe ₂ O ₄	7	6	7	1	7	9
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	16	41	26	30	14	10
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	1	2
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	1	2	2	2	3
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	1
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	2	1	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	1	1	1

Таблица 12 (окончание)

№ п/п	13	14	15	16	17	18
№ образца	С-41 1	С-41 2	С-41 3	С-41 4	С-41 5	15-24 1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.21	0.28	0.30	0.28	0.34	0.32
Al ₂ O ₃	13.80	11.42	9.19	23.11	11.76	5.11
TiO ₂	1.72	1.09	0.86	0.29	1.40	0.24
Cr ₂ O ₃	41.87	43.50	43.84	36.40	41.27	49.55
V ₂ O ₅	0.32	0.38	0.45	0.23	0.38	0.47
FeO _{общ}	38.85	40.62	42.00	30.37	41.48	42.65
MgO	2.53	2.23	2.25	9.19	2.52	1.07
MnO	0.58	0.63	0.60	0.28	0.60	0.62
NiO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.18	н.п.о.	н.п.о.
ZnO	0.47	0.71	0.60	0.19	0.66	0.54
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.11	н.п.о.
CoO	0.14	0.17	0.19	0.11	0.18	0.15
Сумма	100.48	101.03	100.28	100.63	100.69	100.71
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.13	0.11	0.12	0.43	0.13	0.06
Ca ⁺²	–	–	–	–	0.00	–
Fe ⁺²	0.88	0.87	0.86	0.56	0.86	0.91
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.02	0.02	–	0.02	0.01
Ni ⁺²	–	–	–	0.01	–	–
Co ⁺²	–	0.01	0.01	–	0.01	–
Cr ⁺³	1.12	1.17	1.20	0.89	1.11	1.39
Al ⁺³	0.55	0.46	0.37	0.85	0.47	0.21
Fe ⁺³	0.22	0.29	0.35	0.23	0.32	0.35
Ti ⁺⁴	0.04	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	41	46	47	2	41	63
герцинит FeAl ₂ O ₄	26	22	18	42	23	11
магнетит FeFe ₂ O ₄	12	13	16	11	16	15
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	12	11	11	42	12	6
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	2	1	–	2	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	2	2	1	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	1	1	–	1	1
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	4	3	2	1	3	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

3.3.4. Морфология и состав магнезиохромита в дунитах северо-восточной части массива Сопча

На северо-восточном склоне горы Сопча среди ортопироксенитов наблюдаются ксенолиты дунитов с магнезиохромитовой вкрапленностью. Наиболее крупное дунитовое тело было изучено нами ранее (Припачкин, Рундквист, 2007; Рундквист и др., 2011 б) (рис. 3.3.9). Предполагалось, что твердые фрагменты магнезиохромитоносных дунитов были оторваны от пород, близких по составу к породам Дунитового блока и перемещены в восточном направлении на расстояние до 2–3 км магматическим потоком, сформировавшим массив Сопча (Рундквист и др., 2011 б). Контакты ксенолита и вмещающих ортопироксенитов не несут признаков тектонического воздействия.

Выходы дунитов в коренном залегании занимают площадь около 15×35 м (рис. 3.3.9 А). Дуниты имеют массивное среднезернистое сложение, цвет породы – темно-коричневый, что контрастирует с окружающими их пироксенитами серого цвета (рис. 3.3.9 Б). В отдельных участках обнажений заметна неясно выраженная полосчатость дунитов, обусловленная небольшими различиями в зернистости породы и в содержании хромита. Углубления склона заполнены дунитовой дресвой (рис. 3.3.9 В). В юго-восточной части тела дуниты пересекаются серпентиновой жилой мощностью до 8 см (рис. 3.3.9 Г).

Дуниты характеризуются массивной текстурой, панидиоморфнозернистой структурой. Содержание оливина в неизмененных дунитах достигает 97 %. Оливин бесцветен, образует изометричные, овальные, реже ромбо-дипирамидальные зерна размером 0.2–5 мм. В дунитах содержится интеркумуляусный ортопироксен в количестве от 1 до 3 %. В породе присутствует хромит двух генераций: содержание первой генерации составляет менее 1 %, содержание второй колеблется от 1 до 5 % объема породы (рис. 3.3.10 А-Г; 3.3.11 А). Хромит первой генерации заключен внутри зерен оливина (рис. 3.3.10 В), сечения имеют преимущественно октаэдрические, неправильные, реже ромбовидные, овальные, трапециевидные и линзовидные формы, размер кристаллов 0.02–0.3 мм. Хромит второй генерации размещается в интерстициях зерен оливина (рис. 3.3.10 В; 3.3.11 Б, В), это более крупные зерна размером до 0.8 мм преимущественно неправильной и овальной, реже прямоугольной, ромбовидной, октаэдрической, треугольной и линзовидной формы. В южной части тела дуниты частично серпентинизированы, рассечены сериями серпентиновых (рис. 3.3.10 Г), магнезитовых и тальк-магнезитовых прожилков.

Состав хромита представлен в табл. 13. Хромит характеризуется высокой хромистостью и высокой магнезиальностью и в ряде случаев резко контрастирует по составу с хромитом из ортопироксенитов (см. табл. 12). Морфологические особенности и химический состав хромита полностью соответствуют таковым редковкрапленных руд Сопчеозерского месторождения.

Один из образцов хромитоносного дунита (М-8) был раздроблен и была выделена мономинеральная фракция хромита (рис. 3.3.11 Г), которая была проанализирована классическим методом в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН (аналитик Л. И. Константинова). Результат анализа, включающий отдельно определенные FeO и Fe₂O₃, представлен в табл. 13. Данные показывают хорошую сходимость с результатами микронзондовых анализов.

На графиках (рис. 3.3.13) нанесены составы хромита массива Сопча, выраженные в формульных количествах элементов. На диаграмме Al–Cr–Fe³⁺ (рис. 3.3.13 А) точки составов хромита образуют поле, приближенное к

вершине Cr. Точки составов хромита из Рудного пласта 330 разделены на два компактных поля: точки составов центральных частей зерен находятся в поле, удаленном от вершины Fe³⁺.

Точки составов краевых частей зерен сгруппированы в поле, наиболее удаленном от вершины Al. На диаграммах Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Cr/(Cr+Al) (рис. 3.3.13 Б), Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) (рис. 3.3.13 В) можно видеть достаточно широкую вариативность составов хромита из Рудного Пласта 330, как для центра зерен, так и для краевых частей.

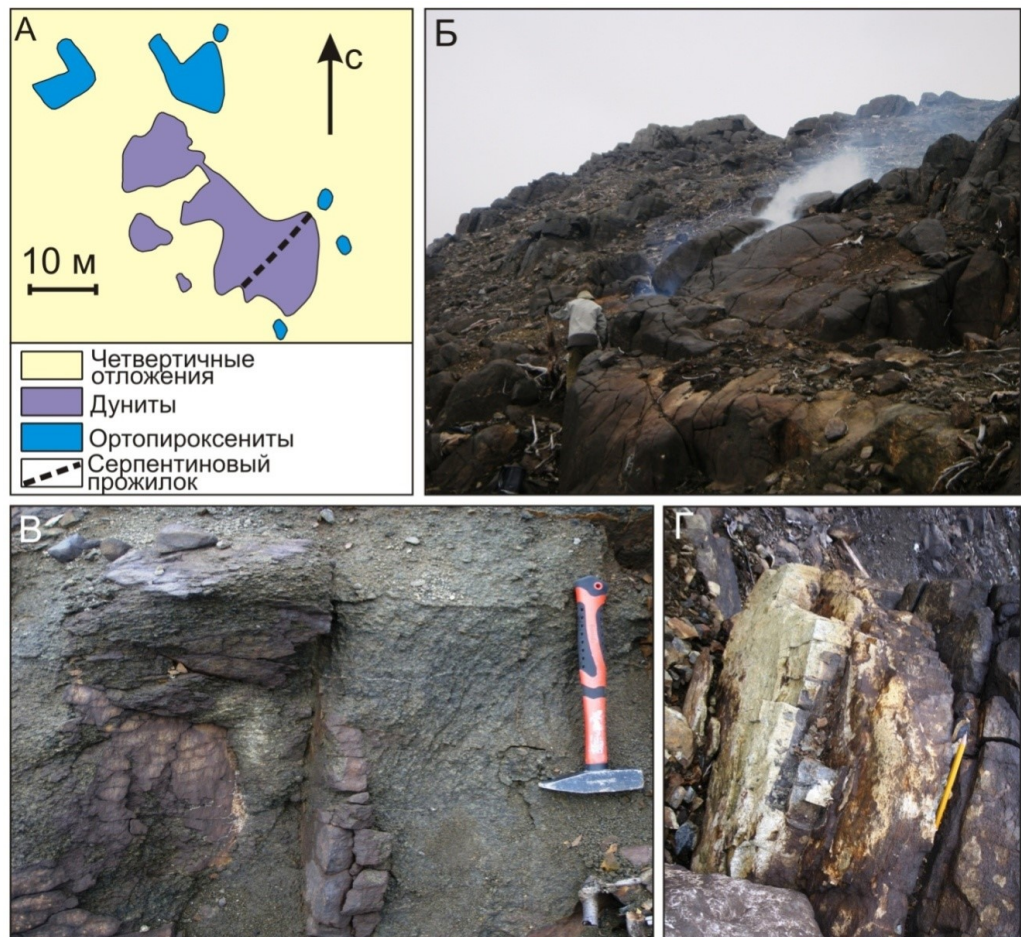


Рис. 3.3.9. Ксенолит магниохромитоносного дунита на северо-восточном склоне горы Сопча (Дунитовое тело на рис. 3.3.6). А – схема геологического строения; Б – общий вид коренных выходов дунитов; В – выходы дунитов и оливниновая дресва; Г – серпентиновый прожилок

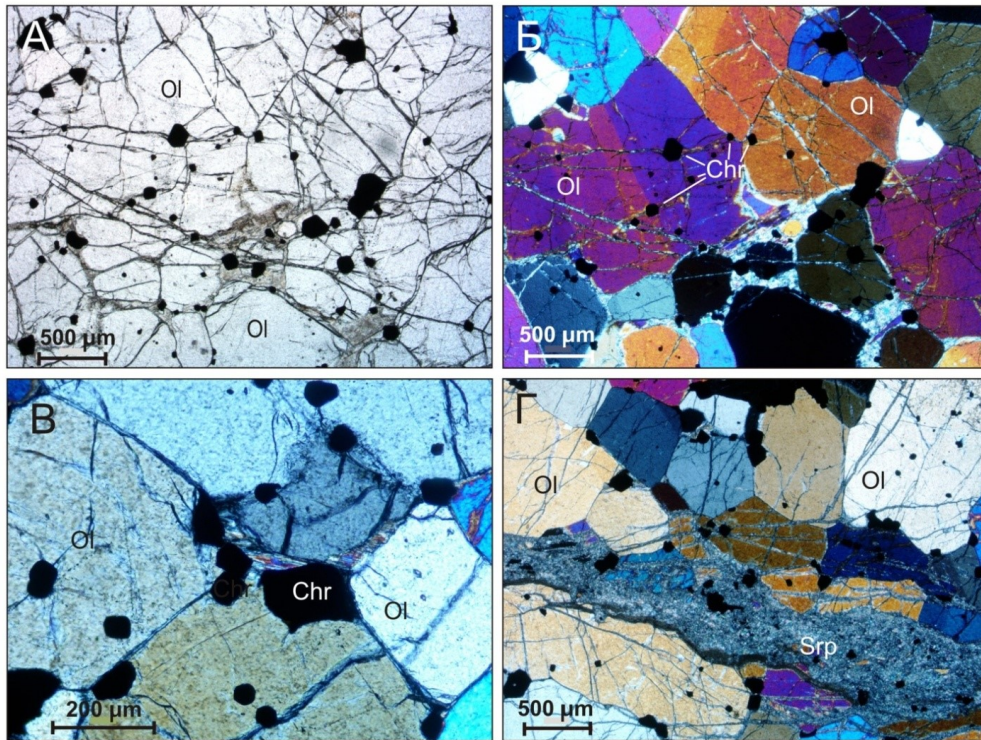


Рис. 3.3.10. Ксенолит магниохромитоносного дунита на северо-восточном склоне горы Сопча. А – обр. М-18, без анализатора, дунит с хромитовой вкрапленностью; Б – то же, николи скрещены; В – обр. М-13, николи скрещены, зерна хромита расположены как внутри зерен оливина, так и между ними; Г – обр. М-20, николи скрещены, прожилок и тонкие просечки серпентина в дуните с хромитовой вкрапленностью. Ol – оливин, Chr – магниохромит, Srp – серпентин

Интересно, что точки составов хромита из тел-спутников на этой диаграмме и на диаграммах $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Cr/(Cr+Al)$ (рис. 3.4.13 Б), $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ (рис. 3.3.13 В) образуют тренд, похожий по рисунку на тренды дифференциации крупных массивов НКТ (см. рис. 3.2.16 в разделе 3.3) и Нюд-Поаз (см. рис. 3.4.7 в разделе 3.4). На основании этих данных можно предположить сходные закономерности в эволюции относительно небольшого интрузивного тела Рудного Пласта 330 и гораздо более внушительных по объемам интрузий НКТ и Нюд-Поаз.

Точки составов хромита из ксенолита хромитоносного дунита на северо-восточном склоне горы Сопча закономерно находятся на диаграммах рис. 3.3.13 в полях точек состава хромитов из руд Сопчеозерского месторождения. Исходя из этого, можно предположить, что крупный ксенолит хромитоносного дунита и другие мелкие тела подобного состава, встречающиеся в массиве Сопча, по-видимому, имеют такое же происхождение, что и ксенолиты хромитоносных пород в массиве НКТ рассмотренные выше. Обломки пород близких по составу к руде

Сопчеозерского месторождения или Дунитового блока, вероятно, были захвачены магматическим потоком и перемещены на значительное расстояние в ходе формирования крупных магматических тел НКТ и Сопча.

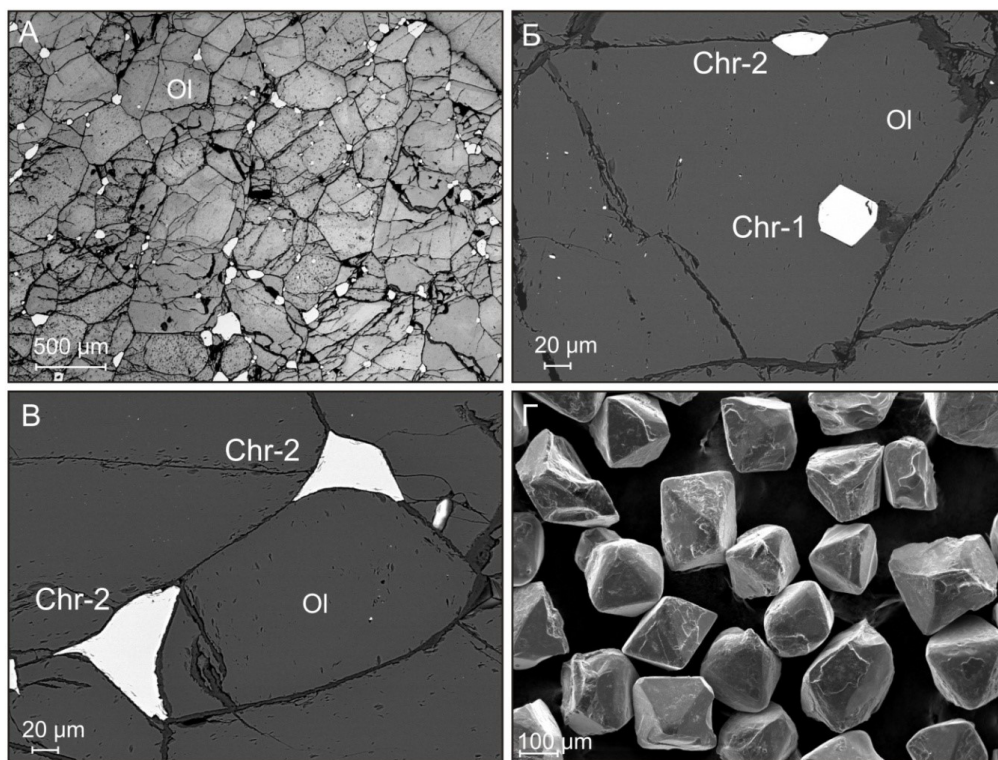


Рис. 3.3.11. Ксенолит хромитоносного дунита на северо-восточном склоне горы Сопча. А – обр. М-9, полированный аншлиф, вкрапленность хромита в дуните; Б – обр. М-9, хромит-1 – росток внутри зерна оливина, хромит-2 – на границе между зернами оливина; В – обр. М-9, зерна хромита-2 неправильной формы на границах между зернами оливина; Г – обр. М-8, зерна хромита, мономинеральная фракция. Б-Г – BSE-изображения. Chr – хромит, Ol – оливин

Таблица 13. Представительные анализы магнезиохромита из дунитового ксенолита на северо-восточном склоне горы Сопча

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ образца	M-9-1	M-9-2	M-9-3	M-9-4	M-9-5	M-9-6	M-9-7	M-8
Компоненты, мас. %								
SiO ₂	0.29	0.35	0.24	0.21	0.26	н.п.о.	0.53	0.36
Al ₂ O ₃	14.65	14.64	14.79	14.08	14.40	13.42	5.22	13.73
TiO ₂	0.27	0.28	0.36	0.34	0.30	0.53	0.48	0.34
Cr ₂ O ₃	52.98	52.74	52.49	53.10	52.56	51.13	52.59	49.24
V ₂ O ₅	0.06	0.05	0.05	0.06	0.08	0.54	0.54	0.28
FeO _{total}	23.76	21.71	23.96	23.34	23.11	25.77	35.49	н.о.
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	15.97
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	9.55
MgO	8.12	9.52	8.47	8.15	8.51	7.36	5.51	9.50
NiO	0.05	0.08	0.08	0.13	0.06	н.п.о.	н.п.о.	0.16
MnO	0.19	0.11	0.16	0.16	0.14	0.98	0.83	0.33
ZnO	0.14	0.11	0.12	0.07	0.13	0.42	н.п.о.	н.о.
Сумма	100.50	99.58	100.72	99.63	99.55	100.15	101.18	99.46
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)								
Mg ⁺²	0.39	0.46	0.41	0.40	0.42	0.36	0.28	–
Fe ⁺²	0.60	0.53	0.59	0.60	0.58	0.61	0.70	–
Mn ⁺²	0.01	–	–	–	–	0.03	0.02	–
Ni ⁺²	–	–	–	–	–	–	–	–
Zn ⁺²	–	–	–	–	–	0.01	–	–
Cr ⁺³	1.36	1.36	1.35	1.38	1.36	1.33	1.41	–
Al ⁺³	0.56	0.56	0.57	0.55	0.56	0.52	0.21	–
Fe ⁺³	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.10	0.31	–
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	–
V ⁺⁵	–	–	–	–	–	0.02	0.02	–
Состав в пересчете на миналы								
хромит FeCr ₂ O ₄	29	22	26	29	27	30	43	
герцинит FeAl ₂ O ₄	28	28	28	27	28	26	11	
магнетит FeFe ₂ O ₄	2	3	3	2	2	2	14	
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	40	46	41	40	42	36	28	
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–	–	
якобит MnFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–	3	2	
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	1	–	
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	–	–	1	1	
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1	1	
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–	–	

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения, н.о. – не определялось. 1–7 – микронзондовые анализы, 8 – химический анализ мономинеральной фракции.

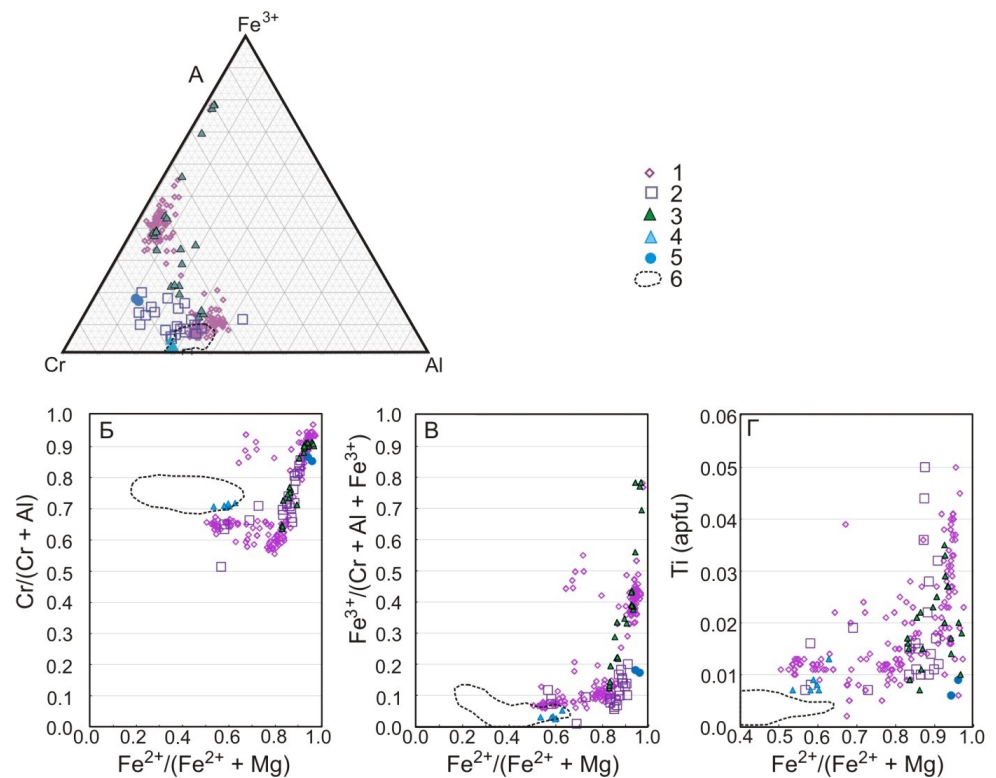


Рис. 3.3.13. Состав хромита и хромсодержащего магнетита из пород массива Сопча на диаграммах: А – Al–Cr–Fe³⁺; Б – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) vs Cr/(Cr + Al); В – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) vs Fe³⁺/(Cr + Al + Fe³⁺); Г – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) vs Ti.

1 – хромит из коренных обнажений Рудного Пласта 330, по данным авторов (табл. 9 в данной главе), а также по (Орсов, 1988; Chashchin, Savchenko, 2021); 2 – хромит из коренных обнажений ортопироксенитов на восточном склоне г. Сопча (табл. 12 в данной главе); 3 – хромит из тел-спутников Рудного Пласта 330, западный склон г. Сопча (табл. 10 в данной главе); 4 – хромит из ксенолита хромитоносного дунита на северо-восточном склоне горы Сопча (табл. 13 в данной главе); 5 – хромит из образца 15/24; 6 – контур поля точек состава магнезиохромита из руд Сопчезерского месторождения (по рис. 2.6 в данной работе)

Исследование хромшпинелидов массива Сопча позволяет сделать следующие выводы.

1. Породы пироксенитовой зоны массива Сопча, доступные для изучения с поверхности, как правило, содержат минимальное количество аксессуарных хромшпинелидов. Породы Рудного Пласта 330, его тел-спутников и подстилающие пласт породы, расположенные в западной части массива, являются исключением. Они содержат высокоглиноземистый аксессуарный хромит (в среднем Al₂O₃ = 15.1 %), приближающийся по составу к хромиту из вмещающих пород Сопчезерского месторождения (f = 84.6, Cr₂O₃ = 46.6 %, TiO₂ = 0.65 %, Al₂O₃ = 14.0 %). Хромит характеризуется повсеместным

развитием позднемагматических железистых кайм ($f = 97.9$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 32.2$ %, $\text{TiO}_2 = 1.02$ %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.8$ %). Параллельно с изменением геологического строения Рудного Пласта 330 в восточном направлении ширина зоны распространения акцессорной минерализации хромшпинелидов снижается до единичных находок в участках расслоенных пироксенитов на восточном склоне г. Сопча.

2. Тренд изменения состава акцессорного хромита массива Сопча практически совпадает с аналогичным трендом массива НКТ, что позволяет предполагать кристаллизацию пород этих массивов в условиях одной и той же магматической камеры (Ниттис-Кумужья-Травяная-Сопча, НКТС).

3. Тело дунитов, расположенное ниже Рудного Пласта 330 на восточном склоне г. Сопча, содержит высокохромистый акцессорный однородный магнезиохромит ($f = 73.8$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 52.5$ %, $\text{TiO}_2 = 0.35$ %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.3$ %). Это тело размером первые десятки метров можно рассматривать как аналог ксенолитов магнезиохромитоносных перидотитов г. Кумужья, когда-то, по-видимому, представлявших собой единое с Дунитовым блоком тело хромит-оливиновых кумулатов.

3.4. Массив Нюд-Поаз

3.4.1. Геологическое строение, история изучения и фактический материал

Массив Нюд-Поаз, крупнейший в ветви восток-северо-восточного простирания Мончегорского комплекса (рис. 3.4.1 А-Г), изучался многими исследователями (Иванова, 1953; Козлов, 1973; Докучаева, Шолохнев, 1974; Шарков, 1982; Смолькин, 1997; Смолькин и др., 2004 а). Массив представляет собой расслоенную интрузию, сложенную в основном норитами. Обобщенный разрез массива Нюд-Поаз включает следующие подразделения (снизу вверх, рис. 3.4.1 Г): эндоконтактовые породы; меланократовые нориты (80–100 м); пойкилитовые нориты (80–100 м); оливиновые нориты, плагиогарцбургиты (до 120 м); мезократовые нориты (~200 м). В. В. Чашин с соавторами выделяют между меланократовыми норитами нижней части массива и мезократовыми норитами верхней так называемый «оливиновый горизонт» мощностью до 150 м, представленный ортопироксенитами, плагиоортопироксенитами и меланоноритами с содержанием оливина до 30 %, который в виде полумесяца на протяжении 6 км опоясывает северную, западную и южную части массива (рис. 3.4.1 А) (Чашин и др., 2021; Chashchin, Sergeev, 2023). Слои полого падают к центральной части тела, подошва которого имеет чашеобразную форму (Докучаева, Шолохнев, 1974). Массив залегает на архейских диоритогнейсах фундамента.

Разрез массива Нюд-Поаз осложнен так называемым Критическим горизонтом, который располагается вблизи границы верхнего слоя норитов и оливиновых норитов (с линзами ортопироксенитов), хотя и не является закономерным элементом магматической расслоенности (рис. 3.4.1 Б, Г). В Критическом горизонте наблюдается чередование мезо- и меланократовых норитов, плагиоортопироксенитов, габброноритов и гарцбургитов. Среди пород Критического горизонта также встречаются линзы кордиеритовых роговиков и прослои высокоглиноземистых сланцев, гнезда и жилы габбро-пегматитов, а также тела микрозернистых норитов и габброноритов, смятых в сложные складки. Его мощность достигает 50–60 м. В Критическом горизонте выделяются два рудных объекта: отработанное Cu–Ni–PGE месторождение Нюд-II (Чашин и др., 2021) и Cu–

Ni (\pm PGE) месторождение Терраса, не имеющее промышленного значения (Чашин и др., 2021; Чашин, Иванченко, 2022).

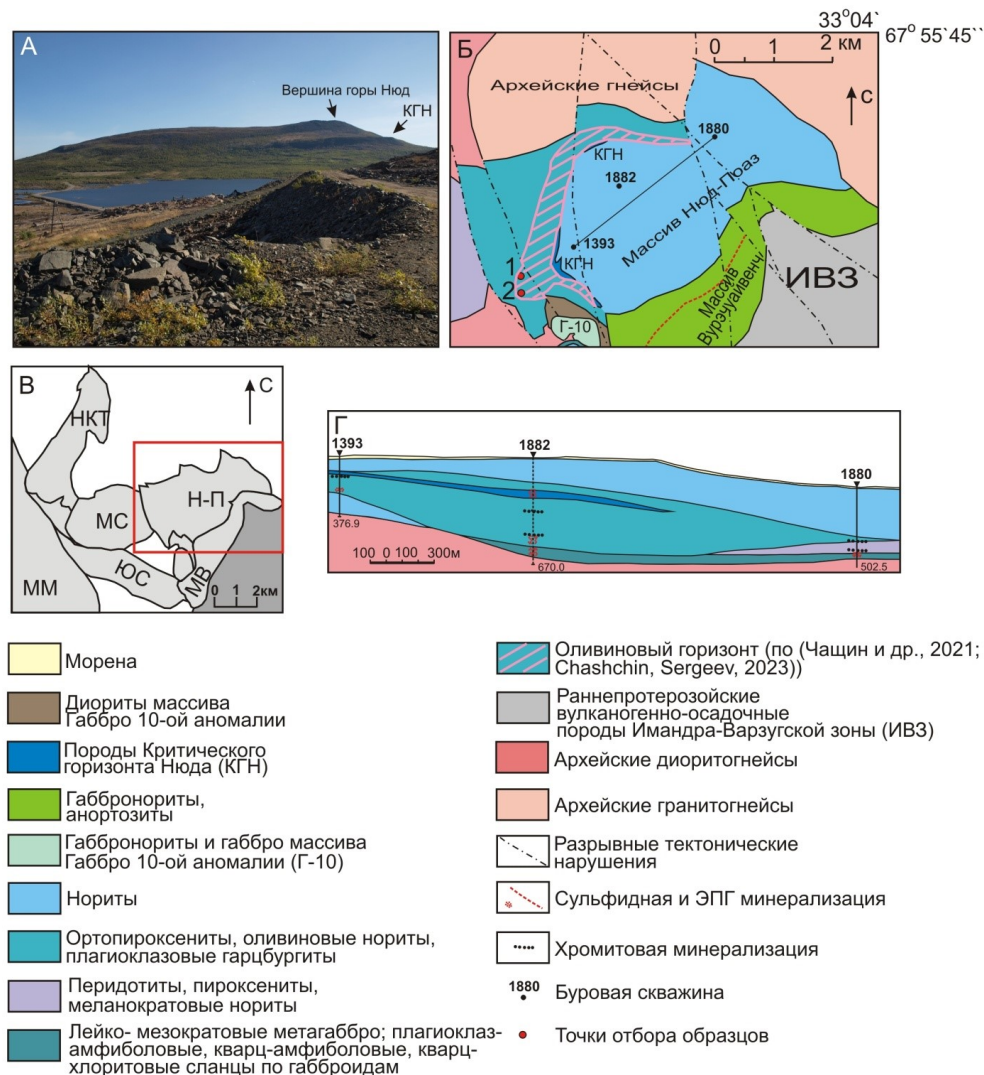


Рис. 3.4.1. Массив Нью-Поаз. А – Вид на гору Ньюд с вершины горы Сопча; Б – схема геологического строения массива Нью-Поаз; В – положение схемы Б на общей схеме Мончегорского комплекса (выделено красным прямоугольником), массивы: НКТ – Ниттис-Кумужья-Травяная, ММ – Мончетундровский, МС – Сопча, ЮС – Южносопчтинский, Н-П – Нью-Поаз, МВ - Вурэчуайвенч; Г – схематический геологический разрез по линии между скважинами 1393 и 1880

В статье (Чашин, Митрофанов, 2014) приведены сводные данные, показывающие время формирования пород Критического горизонта и верхней части массива Нью-Поаз: для габбро-пегматитов Критического горизонта от 2504.4 ± 1.5 млн лет (Amelin et al., 1995) до 2500 ± 5 млн лет (Баянова и др.,

2004), для норитов верхней части массива Нюд-Поаз 2493 ± 7 млн лет (Balashov et al., 1993). Однако возраст цирконов из габбро-пегматитов равный 2504.4 ± 1.5 млн лет, по мнению ряда авторов может быть обусловлен присутствием в цирконе микродоменов более ранних фаз и, несмотря на высокую точность, не отражает реального возраста жильных пегматоидных габброноритов (Чашин, Баянова, 2023).

Также недавно получен новый U-Pb возраст по магматическим цирконам из габброноритов верхней зоны интрузии Поаз равный 2493 ± 5 млн лет (Чашин, Баянова, 2023), близкий к U-Pb возрасту цирконов из габброноритов верхней зоны интрузии Нюд (Balashov et al., 1993). Возраст для магматического циркона из «оливинового горизонта» составил 2484.3 ± 5.6 млн лет и, по данным авторов, указывает на то, что горизонт образовался в результате дополнительной инъекции магмы (Chashchin, Sergeev, 2023).

Верхнюю часть разреза массива Нюд-Поаз наращивает разрез массива Вурэчуайвенч (рис. 3.4.1 Б, В), сложенный габброноритами с прослоями анортозитов (Смолькин и др., 2004 а; Grebnev et al., 2014; Karykowski et al., 2018 б). С массивом Вурэчуайвенч связано известное месторождение ЭПГ (Иванченко и др., 2008; Чашин, Иванченко, 2022).

В массиве Нюд-Поаз акцессорный хромит обнаружен в коренных обнажениях плагиогарцбургитов и оливиновых норитов в нижней части разреза массива и в маломощных горизонтах в меланократовых норитах в керне глубоких скважин. В верхней части разреза массив сложен преимущественно мезократовыми норитами. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют магнетит, сульфиды и апатит, а хромит не отмечался.

3.4.2. Морфология и состав хромитинелидов в плагиогарцбургитах нижней части разреза

В обнажениях, представляющих нижнюю часть разреза массива, отмечены плагиоклазовые гарцбургиты и оливиновые нориты с редкой хромитовой и магнетитовой вкрапленностью (рис. 3.4.2). По видимому, коренные выходы пород на данном уровне разреза массива соответствуют «оливиновому горизонту», выделяемому В. В. Чашиным и соавторами (рис. 3.4.1 А) (Чашин и др., 2021; Chashchin, Sergeev, 2023). Обнажения находятся в низине, у подножия юго-западного склона горы Нюд (Нюдайвенчорр) слева от дороги, ведущей к заброшенному поселку Верхний Нюд (точки 1 и 2 на рис. 3.4.2 А). Обнажение 1 представляет собой небольшой локальный выход коренных пород протяженностью около 5 м и высотой около 0.8 м. Массивные темно-серые мелкозернистые породы содержат рассеянную сульфидную и оксидную вкрапленность. Обнажение 2 находится южнее и отделено от обнажения 1 полностью закрытым участком березового редколесья. Здесь расположено несколько небольших гряд коренных выходов пород, выше по склону переходящих в сплошные обнажения и глыбовые развалы норитов горы Нюд. Акцессорный хромит был обнаружен в плагиоклазовых гарцбургитах из самой нижней части обнажения 2 – небольшой гряды протяженностью около 3 м и высотой не более 0.8 м. В этих породах также присутствует и бедная сульфидная вкрапленность.



Рис. 3.4.2. А – фрагмент Яндекс-карты района массива Нюд-Поаз, точками 1 (образцы 9/24 – 12/24 в табл. 14) и 2 (образец 29/24 в табл. 14) показано положение коренных обнажений плагиоклазовых гарцбургитов и оливиновых норитов; Б – общий вид обнажения 1; В – восточная часть обнажения 2; Г – обнажение 1, точка отбора образца 9/24

Породы в обнажении 1 и в нижней гряде обнажения 2 представлены мелко-среднезернистыми плагиоклазовыми и плагиоклазсодержащими гарцбургитами (рис. 3.4.3). Оливин (Fo 84–90 %) и ортопироксен (En 80–85 %) образуют кумулюсные гипидиоморфные зерна, плагиоклаз (An 49–70 %) заполняет интерстициальное пространство. В отдельных образцах присутствуют единичные зерна темного биотита. На рис. 3.4.3 показаны наименее метаморфизованные разновидности плагиоклазовых гарцбургитов из нижних частей разреза массива Нюд-Поаз. Во многих других случаях породы достаточно интенсивно метаморфизованы – серпентинизированы, амфиболлизированы и хлоритизированы.

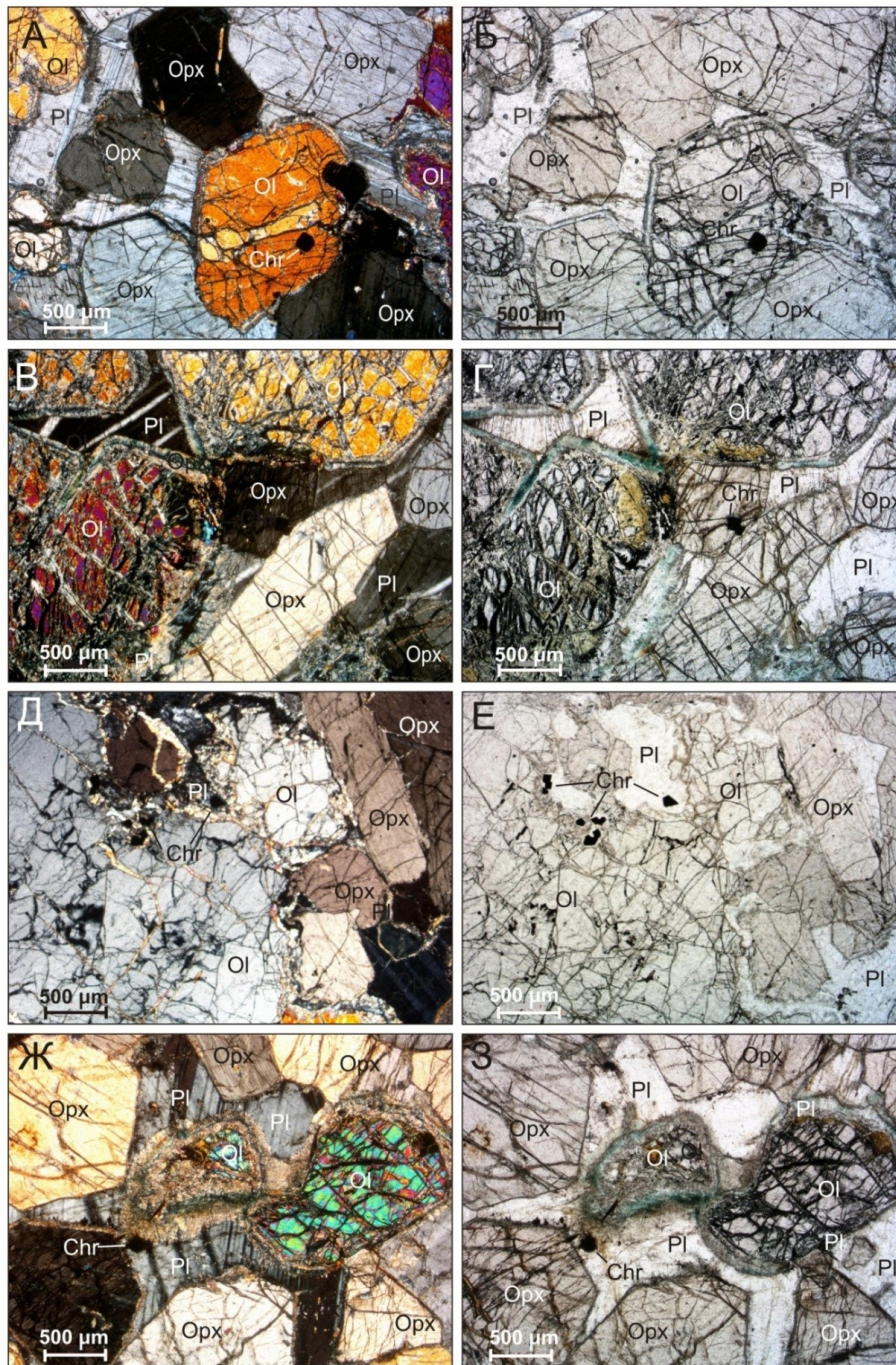


Рис. 3.4.3. Хромит в породах из коренных обнажений в нижней части разреза массива Ньюд-Поаз. А – обр.12/24, обнажение 1, зерно хромита в оливине; Б – то же, без анализатора; В – обр. 27/24, обнажение 2, зерно хромита в ортопироксене; Г – то же, без анализатора; Д – обр. 10/24, обнажение 1, зерна хромита в плагиоклазе; Е – то же, без анализатора; Ж – обр. 28/24, обнажение 2, зерно хромита в плагиоклазе; З – то же, без анализатора. Фото прозрачных шлифов. Chr – хромит, Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз

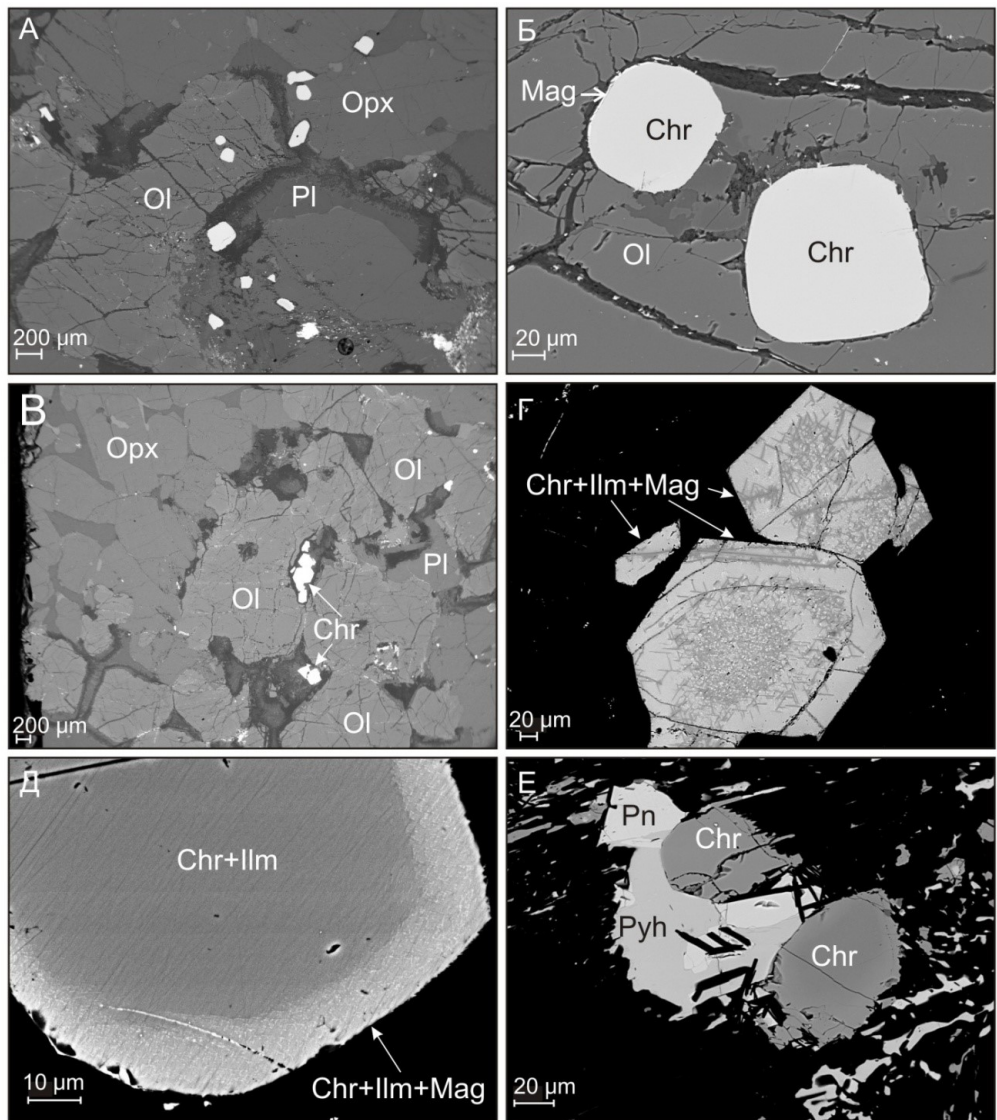


Рис. 3.4.4. Хромит в породах из коренных обнажений в нижней части разреза массива Ньюд-Поаз. А – обр. 9/24, обнажение 1, зерна хромита, заключенные внутри зерен оливина, ортопироксена и плагиоклаза; Б – обр. 9/24, фрагмент центральной части рисунка А, овальные однородные зерна хромита, заключенные в зерне оливина; В – обр. 10/24, обнажение 1, группы зерен хромита в плагиоклазе; Г – обр. 10/24, группа зерен хромита с вросками ильменита и магнетита; Д – обр. 12/24, обнажение 1, зональное зерно хромита; обр. 9/24, зерна хромита в срастании с сульфидами. BSE-изображения. Chr – хромит, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Pyh – пирротин, Pn – пентландит

Единичные зерна хромита могут быть заключены внутри зерен всех породообразующих минералов породы. Внутри зерен оливина и ортопироксена встречаются единичные зерна хромита (рис. 3.4.3 А, Б, Г; 3.4.4 А, Б); в зернах плагиоклаза или на границах между плагиоклазом и оливином или ортопироксеном находятся либо единичные зерна хромита (рис. 3.4.3 Ж, З), либо группы зерен (рис. 3.4.3 Д, Е; 3.4.4 В, Г). Размер зерен хромита 20–100 мкм, отдельные зерна достигают размера 200 мкм. Хромитовая минерализация распределена в породах неравномерно, содержание хромита в породе колеблется от долей процента до единичных зерен, в ряде образцов хромит не был обнаружен.

Зерна хромита, заключенные внутри зерен оливина или ортопироксена, морфологически отличаются от тех зерен хромита, которые находятся внутри зерен плагиоклаза или на границах между минералами. Внутри зерен оливина и ортопироксена заключены преимущественно овальные зерна хромита, в редких случаях – магнезиохромита с тонкими каемками магнетита (рис. 3.4.4 Б). В хромите могут быть незначительно проявлены тонкие структуры распада.

Зерна хромита, заключенные в плагиоклазе или на границах зерен минералов, могут иметь различную форму. Некоторые разрезы демонстрируют формы, близкие к правильным кристаллографическим очертаниям (рис. 3.4.4 Г), в большинстве случаев форма зерен неправильная. Внутреннее строение этих зерен очень неоднородное – характерны мощные каймы, составляющие до четверти диаметра зерен. Как центральные части зерен, так и каймы насыщены разнообразными структурами распада, в составе которых диагностируются ильменит и магнетит (рис. 3.4.4 Г, Д).

В составе данных пород присутствуют сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит) в виде бедной вкрапленности. Сульфиды располагаются в интерстициях между зернами силикатов, иногда образуя сростки с хромитом (рис. 3.4.4 Е).

Несмотря на существенные различия в морфологии, состав хромитов достаточно стабилен (табл. 14). Определение состава неоднородных участков зерен со структурами распада проводилась, как и в других подобных случаях, с помощью расфокусированного зонда, захватывающего область диаметром 20–40 мкм, что дает возможность оценить средний состав данного участка зерна и предположить, что первоначально, в равновесных условиях зерно хромита имело именно такой или близкий состав.

Таблица 14. Представительные анализы хромита и магнезиохромита из пород массива Нюд-Поаз (нижняя часть разреза)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	9-24 1	9-24 1 1	9-24 2	10-24 1	10-24 1 1	10-24 1 2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.21	0.11	0.33	0.33	н.о.	0.05
Al ₂ O ₃	8.53	9.70	15.32	7.03	7.90	9.28
TiO ₂	1.44	1.36	0.60	1.60	1.70	1.51
Cr ₂ O ₃	38.10	37.26	36.90	34.09	35.56	37.78
V ₂ O ₅	0.34	0.42	0.25	0.55	0.71	0.46
FeO _{общ}	47.22	46.86	41.14	52.80	51.39	46.16
MgO	2.81	2.17	3.21	2.88	2.35	2.27
MnO	0.61	0.48	0.57	0.43	н.о.	0.57
NiO	0.18	0.11	0.13	0.22	0.25	0.11
ZnO	0.30	0.35	0.91	0.19	0.28	0.26
CoO	0.12	–	0.12	0.10	н.о.	н.о.
Сумма	99.86	98.82	99.47	100.21	100.14	98.45
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.15	0.11	0.16	0.15	0.12	0.12
Fe ⁺²	0.86	0.89	0.80	0.86	0.90	0.89
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.02	0.01	–	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	–	0.01	0.01	–
Co ⁺²	–	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.04	1.03	0.98	0.93	0.97	1.05
Al ⁺³	0.35	0.40	0.61	0.29	0.32	0.38
Fe ⁺³	0.51	0.48	0.36	0.66	0.58	0.47
Ti ⁺⁴	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Si ⁺⁴	0.01	–	0.01	0.01	–	–
Состав в пересчете на миалы						
хромит FeCr ₂ O ₄	36	39	32	31	36	39
герцинит FeAl ₂ O ₄	17	19	30	14	16	19
магнетит FeFe ₂ O ₄	25	24	15	34	31	24
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	14	11	16	14	12	12
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	2	–	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	1	2	1	–	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	1	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	–	1	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	4	3	1	4	4	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	1	1	–	–

Таблица 14 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ образца	10-24 1 3	10-24 3 6	10-24 3 7	11-24 2 1a	11-24 2 1b	11-24 2 1 4
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.08	н.о.	0.21	0.22	0.36	0.10
Al ₂ O ₃	15.94	6.79	7.36	10.08	14.98	15.25
TiO ₂	0.57	1.45	1.25	1.42	1.03	0.82
Cr ₂ O ₃	37.05	34.96	35.01	40.89	35.20	38.34
V ₂ O ₅	0.33	0.69	0.62	0.34	0.27	0.33
FeO _{общ}	40.50	53.49	53.48	43.30	42.99	38.96
MgO	2.66	1.82	1.44	3.45	5.02	6.65
MnO	0.51	0.53	0.46	0.63	0.50	0.29
NiO	0.12	0.20	0.22	0.15	0.22	0.18
ZnO	0.95	0.82	0.68	0.31	0.24	н.о.
CoO	н.о.	0.21	0.30	0.10	0.13	0.24
Сумма	98.71	100.96	101.03	100.89	100.95	101.16
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.14	0.09	0.07	0.17	0.25	0.32
Fe ⁺²	0.83	0.90	0.91	0.83	0.75	0.68
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Zn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	–
Ni ⁺²	–	0.01	0.01	–	0.01	0.01
Co ⁺²	–	0.01	0.01	–	–	0.01
Cr ⁺³	1.00	0.96	0.96	1.10	0.91	0.98
Al ⁺³	0.64	0.28	0.30	0.40	0.58	0.58
Fe ⁺³	0.32	0.66	0.64	0.40	0.43	0.38
Ti ⁺⁴	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	0.01	0.01	0.01	0.00
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	36	38	39	36	21	17
герцинит FeAl ₂ O ₄	32	14	15	19	28	29
магнетит FeFe ₂ O ₄	13	31	31	20	21	19
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	13	9	7	17	24	32
франклинит ZnFe ₂ O ₄	2	2	2	1	1	–
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	2	1	2	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	1	–	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	1	1	–	–	–
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	1	4	3	3	2	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	1	1	1	–

Таблица 14 (продолжение)

№ п/п	13	14	15	16	17	18
№ образца	11-24 2 1 5	11-24 2 1 6	11-24 2 2а	11-24 2 2б	11-24 2 2 7	12- 24 1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.09	0.09	0.17	0.25	0.11	0.24
Al ₂ O ₃	9.83	14.83	15.40	11.98	12.07	13.40
TiO ₂	1.25	1.12	0.85	1.59	0.75	1.00
Cr ₂ O ₃	41.77	35.48	37.71	35.82	35.29	34.54
V ₂ O ₅	0.48	0.42	0.24	0.31	0.35	0.36
FeO _{общ}	44.28	43.64	38.20	46.34	47.28	47.82
MgO	2.75	4.29	7.12	3.59	3.03	2.46
MnO	0.46	0.43	0.43	0.52	0.53	0.63
NiO	0.27	0.20	0.16	0.22	0.16	0.11
ZnO	0.32	0.23	0.15	0.16	0.11	0.44
CaO	н.о.	н.о.	0.03	0.05	н.о.	н.п.о.
CoO	0.20	0.16	0.07	0.12	0.20	0.13
Сумма	101.70	100.89	100.53	100.94	99.88	101.12
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.14	0.21	0.34	0.18	0.15	0.12
Fe ⁺²	0.86	0.79	0.65	0.83	0.84	0.86
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	–	–	–	0.01
Ni ⁺²	0.01	0.01	–	0.01	–	–
Co ⁺²	0.01	–	–	–	0.01	–
Cr ⁺³	1.12	0.93	0.97	0.95	0.95	0.92
Al ⁺³	0.39	0.58	0.59	0.47	0.48	0.53
Fe ⁺³	0.40	0.42	0.39	0.47	0.51	0.48
Ti ⁺⁴	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
V ⁺⁵	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	–	0.01	0.01	–	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	41	25	14	29	32	33
герцинит FeAl ₂ O ₄	19	28	29	23	24	26
магнетит FeFe ₂ O ₄	20	21	19	24	25	23
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	14	21	34	17	15	12
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	–	–	–	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	2
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	–	1	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	–	–	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	3	3	2	4	2	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	1	1	–	1

Таблица 14 (продолжение)

№ п/п	19	20	21	22	23
№ образца	12-24 1 4	12-24 1 5	12-24 1 6	12-24 2	12-24 3
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.04	0.14	0.14	0.28	0.15
Al ₂ O ₃	13.45	14.40	8.05	7.55	14.52
TiO ₂	1.02	1.43	1.37	1.09	1.40
Cr ₂ O ₃	35.44	36.51	33.99	33.58	36.23
V ₂ O ₅	0.45	0.39	0.52	0.42	0.23
FeO _{общ}	47.55	43.46	53.70	53.14	44.30
MgO	1.99	2.43	0.93	1.40	2.69
MnO	0.52	0.47	0.47	0.66	0.60
NiO	0.16	0.29	0.12	0.09	0.17
ZnO	0.54	0.34	0.32	0.30	0.30
CoO	0.16	0.20	0.24	0.13	0.10
Сумма	101.32	100.06	99.85	98.64	100.68
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.10	0.12	0.05	0.07	0.13
Ca ⁺²	–				
Fe ⁺²	0.89	0.88	0.95	0.92	0.87
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	0.01	–	–	0.01
Co ⁺²	–	0.01	0.01	–	–
Cr ⁺³	0.94	0.98	0.94	0.94	0.96
Al ⁺³	0.53	0.57	0.33	0.32	0.58
Fe ⁺³	0.45	0.35	0.62	0.66	0.38
Ti ⁺⁴	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	36	36	41	38	34
герцинит FeAl ₂ O ₄	26	28	16	15	28
магнетит FeFe ₂ O ₄	21	18	31	32	19
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	10	12	5	7	13
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1
якобит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	1	1	1	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	3	4	3	3	3
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	1	–

Таблица 14 (окончание)

№ п/п	24	25	26	27	28
№ образца	12-24 4	29-24 1	29-24 1 1	29-24 2	29-24 3
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.34	0.27	н.о.	0.15	0.19
Al ₂ O ₃	17.75	13.92	14.51	10.82	10.97
TiO ₂	0.53	0.36	0.43	1.11	1.03
Cr ₂ O ₃	38.52	45.14	44.72	37.73	37.26
V ₂ O ₅	0.27	0.19	0.25	0.43	0.45
FeO _{общ}	37.15	31.32	31.36	45.01	44.40
MgO	5.08	7.31	8.01	2.60	2.64
MnO	0.51	0.36	0.22	0.62	0.59
NiO	0.14	0.14	0.21	0.19	0.18
ZnO	0.14	0.15	0.14	0.46	0.46
CoO	н.п.о.	0.09	0.18	0.11	0.15
Сумма	100.42	99.24	100.03	99.22	98.33
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.25	0.36	0.39	0.13	0.14
Fe ⁺²	0.74	0.63	0.60	0.85	0.85
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Zn ⁺²	–	–	–	0.01	0.01
Ni ⁺²	–	–	0.01	0.01	0.01
Co ⁺²	–	–	0.01	–	–
Cr ⁺³	0.99	1.18	1.15	1.03	1.02
Al ⁺³	0.68	0.54	0.56	0.44	0.45
Fe ⁺³	0.28	0.24	0.25	0.45	0.44
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	–	0.01	0.01
Состав в пересчете на миалы					
хромит FeCr ₂ O ₄	25	23	19	37	37
герцинит FeAl ₂ O ₄	34	27	28	22	22
магнетит FeFe ₂ O ₄	13	11	12	21	21
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	24	36	39	13	13
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	–	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	1	1	1	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	1	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	1	1	3	3
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	1	–	–	1

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения; н.о. – компонент не определялся.

3.4.3. Морфология и состав хромшпинелидов в ортопироксенитах и оливиновых норитах

Переходя от нижних по разрезу зон к рассмотрению других частей массива Нюд-Поаз, следует отметить, что находки здесь акцессорного хромита довольно большая редкость. Авторы имели в своем распоряжении материал по вертикальным скважинам 1880 и 1882 глубиной более 500 м, пересекавших подошву массива (рис. 3.4.1 Г; 3.4.5) (бурение ОАО ЦКЭ 2001 г.). Из двухсот отобранных нами образцов, акцессорные хромшпинелиды были обнаружены и проанализированы в шести образцах (рис. 3.4.5, табл. 15): 1880/334.0, 1880/336.3, 1880/342.7 (мезократовые нориты мелко-среднезернистые); 1880/395.8 (мелко-среднезернистый ортопироксенит); 1882/326.3, 1882/486.5 (меланократовые оливиновые нориты среднезернистые). Наиболее подробно акцессорный хромит массива Нюд-Поаз рассмотрен в работе (Rundkvist, Pripachkin, 2021). Ниже приведены результаты исследования на основе этой работы.

Скважина 1882, пробуренная вблизи вершины г. Нюд, пересекала нориты и оливиновые нориты. На глубине 389.0 м встречен маломощный слой альбит-кварцевого метасоматита, коррелирующийся с образованиями Критического горизонта Нюда (рис. 3.4.5). Приподошвенная зона сложена меланократовыми норитами. Скважина 1880, пробуренная в центральной части г. Поаз, пересекала монотонную толщу норитов, в нижней части которой имеется маломощный горизонт меланократовых норитов. В придонной части массива выделяется тридцатиметровый слой кварцевого габбро (рис. 3.4.5). На рис. 3.4.1 Г также помещена скв. 1393, в одном из интервалов которой были ранее проанализированы хромиты (Дистлер и др., 1988). Разрез по скв. 1393 (рис. 3.4.1 Г) приводится по материалам Центрально-Кольской экспедиции (АО ЦКЭ).

Анализ геологических разрезов через массив Нюд-Поаз показал, что зона с акцессорной хромитовой минерализацией прослеживается в субширотном направлении более чем на 3 км при мощности порядка 150–250 м. Проявления хромитовой минерализации отмечены на двух уровнях – в верхней части линзы ортопироксенитов и оливиновых норитов, а также ниже ее, в меланократовых норитах, ближе к их контакту с подстилающими диорито-гнейсами (рис. 3.4.1 Г).

Акцессорный хромит был выявлен при петрографическом изучении прозрачных шлифов по скв. 1880 и 1882 на различных глубинах. В большинстве случаев вкрапленность хромита в породе представлена единичными зернами размером до 100–150 мкм.

В скв. 1880 на глубине 342.7 м порода представляет собой мелко-среднезернистый мезократовый норит с содержанием хромита около 2 %. Это наиболее обогащенный хромитом уровень разреза массива. Порода сложена кумулюсными зернами ортопироксена и интеркумулясным плагиоклазом (An 72 %). Ортопироксен частично замещен амфиболами – антофиллитом и актинолитом. Присутствуют единичные выделения клинопироксена. Хромит образует овальные или неправильной формы зерна, реже наблюдаются квадратные сечения. Размер зерен хромита 60–200 мкм. Хромит чаще всего располагается на границах между зернами ортопироксена и плагиоклаза, а также внутри зерен ортопироксена, плагиоклаза и клинопироксена.

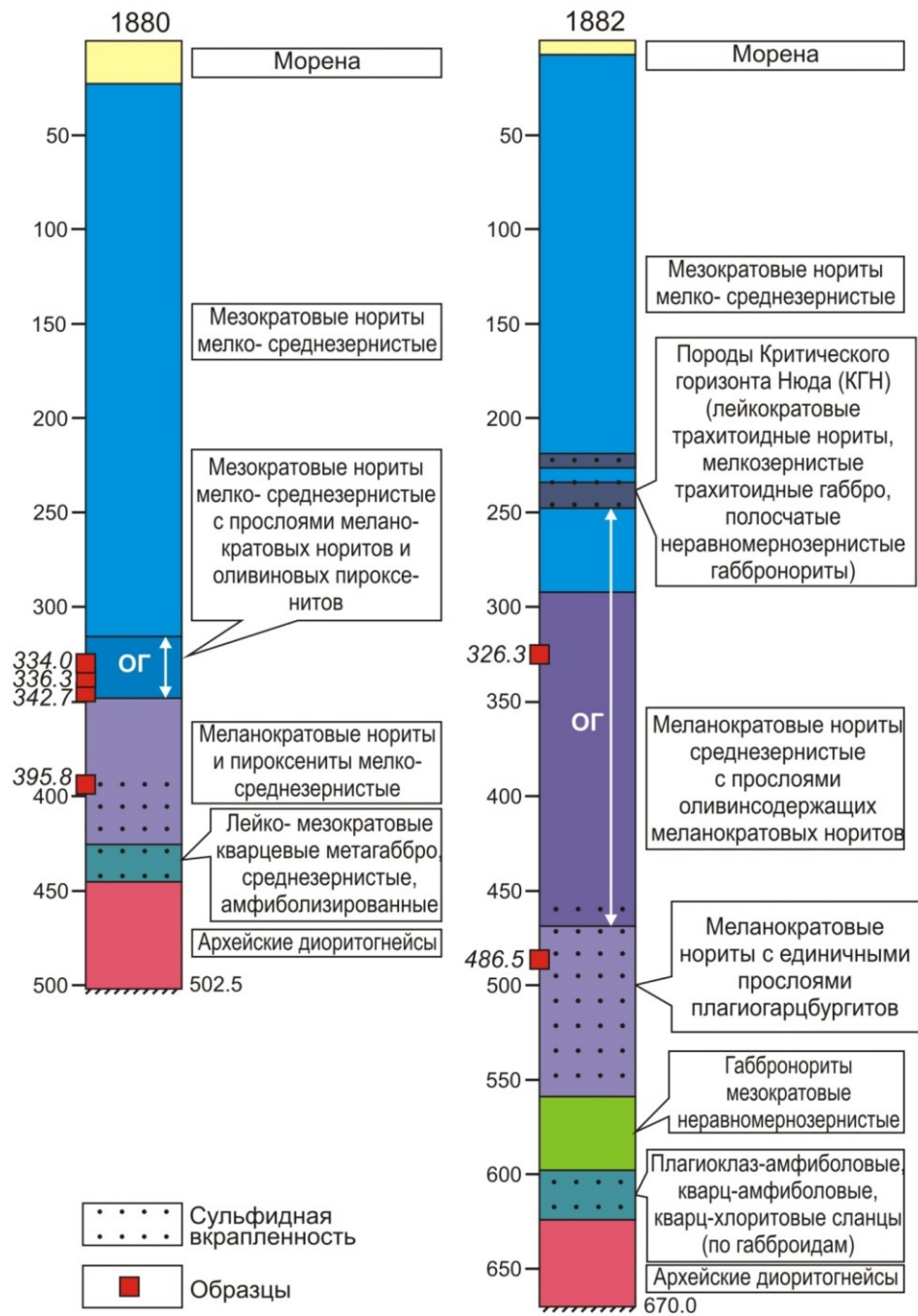


Рис. 3.4.5. Стратиграфические колонки скважин 1880 и 1882 (массив Нюд-Поаз). Белыми стрелками показан предполагаемый оливиновый горизонт в трактовке В. В. Чащина и соавторов (Чащин и др., 2021; Chashchin, Sergeev, 2023)

В других изученных образцах породы представляют собой мелко-среднезернистые меланократовые мезократовые нориты, ортопироксениты или

оливиновые нориты (рис. 3.4.6). Оливин и ортопироксен образуют кумулюсные зерна, плагиоклаз формирует интеркумулус. Вокруг зерен оливина наблюдаются каймы, состоящие из хлорита и талька. В некоторых зернах ортопироксена присутствуют вроски клинопироксена. Единичные зерна хромита находятся преимущественно внутри кристаллов ортопироксена (рис. 3.4.6 А, Б) или оливина (рис. 3.4.6 В, Г).

При просмотре полированных шлифов в оптическом микроскопе и особенно при наблюдении с помощью электронного микроскопа, было замечено, что порода содержит хромит двух морфологических типов (рис. 3.4.7 А-Е). Различия наметились в форме зерен и их внутреннем строении ((рис. 3.4.7 Г-Е).

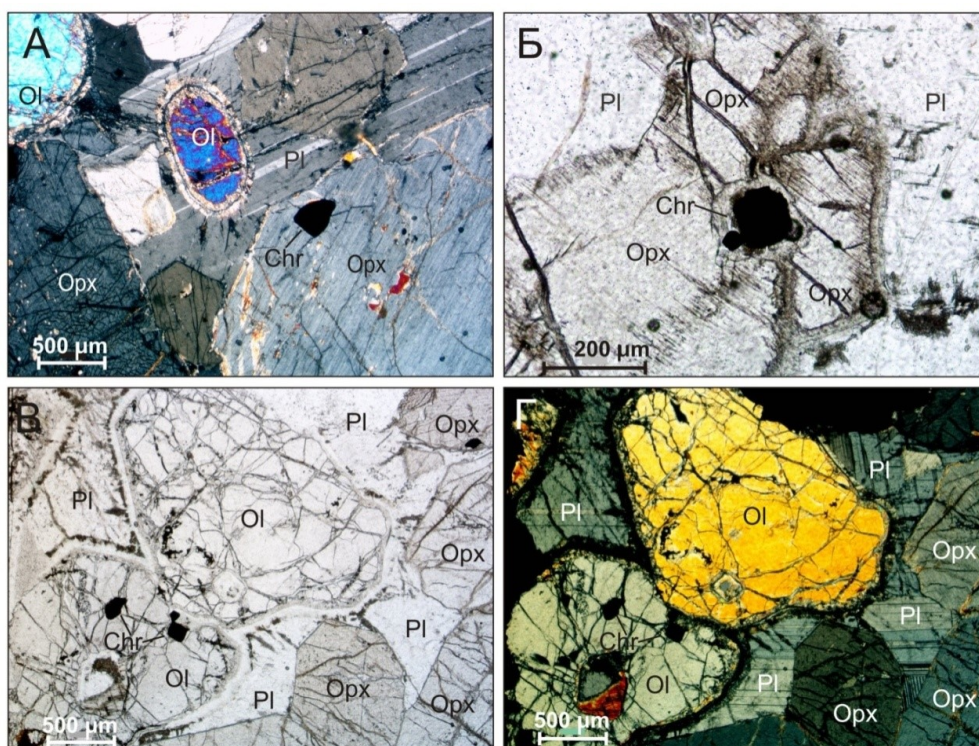


Рис. 3.4.6. Хромит в породах массива Нью-Поаз. А – обр. 1882/326.3, меланократовый оливиновый норит, зерно хромита в ортопироксене; Б – обр. 1880/336.3, мезократовый норит, вроски хромита в ортопироксене; В – обр. 1882/326.3, меланократовый оливиновый норит, зерна хромита в оливине; Г – то же, николи скрещены. Фото прозрачных шлифов. Chr – хромит, Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз

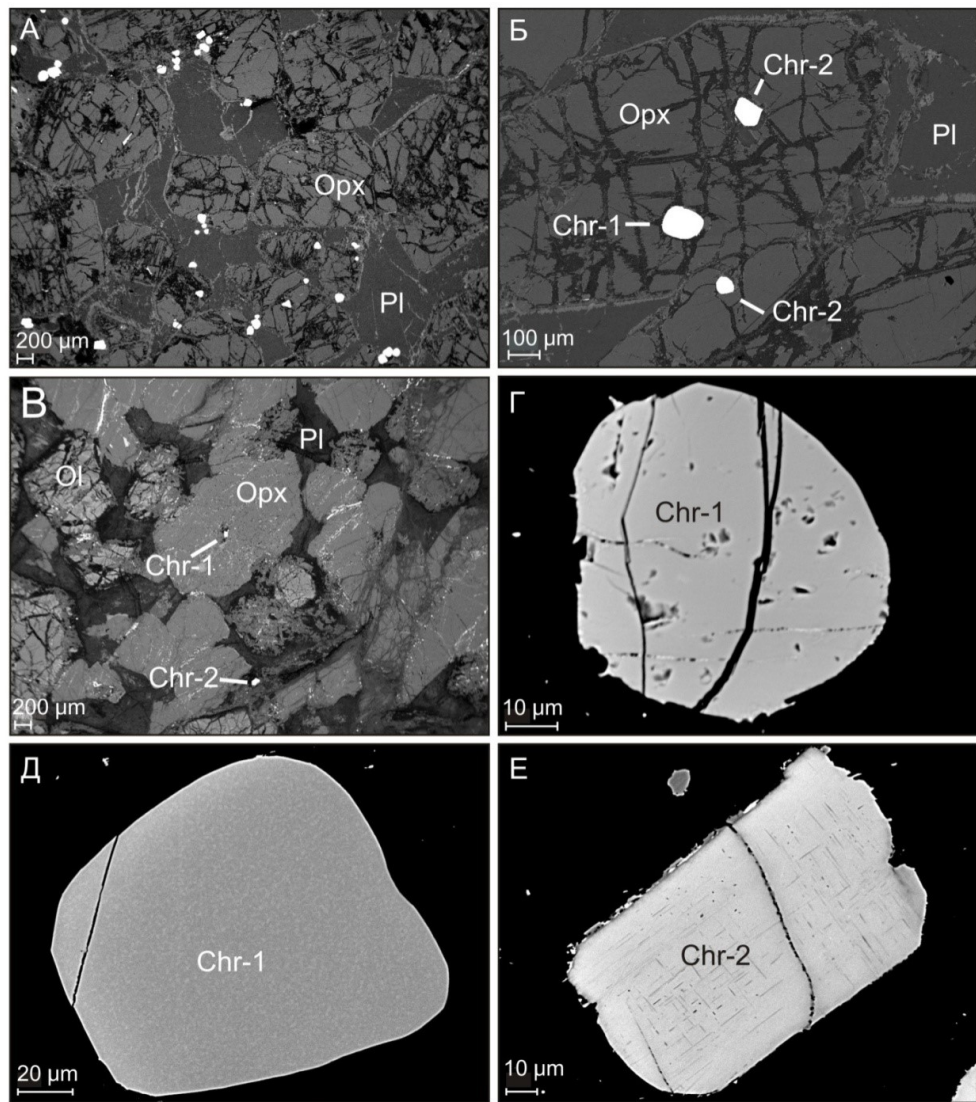


Рис. 3.4.7. Хромит в породах массива Нюд-Поаз, образцы из скв. 1880 и 1882. А – обр. 1880/342.7, мезократовый норит с хромитовой вкрапленностью; Б – обр. 1880/342.7, две морфологические разновидности хромита в мезократовом норите; В – обр. 1882/486.5, меланократовый оливиновый норит с единичными зернами хромита двух морфологических разновидностей; обр. 1882/486.5, овальное зерно хромита-1; Д – обр 1880/342.7, типичное зерно хромита-1; Е – обр. 1880/342.7, типичное зерно хромита-2. BSE-изображения. Chr – хромит, Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз

Хромит первого типа (Chr-1) образует более округлые зерна с более однородным внутренним строением (рис. 3.4.7 Г, Д). Хромит второго типа (Chr-2) образует зерна неправильной формы с более неоднородным внутренним строением (рис. 3.4.7 Е).

Хромит второго типа (Chr-2) содержит множество мелких включений ильменита, также имеются вросстки ильменита в виде решетчатой структуры распада твердого раствора (рис. 3.4.7 Е). Размер зерен обоих типов от 50 до 150 мкм, они находятся в виде вростков в пироксенах и плагиоклазе или на границах между зернами силикатов. Зональное строение не обнаружено.

Исследования с помощью электронного микроскопа и микрозондовый анализ показали, что хромиты двух разновидностей значительно различаются и по химическому составу. Когда морфологические и химические различия хромитов были замечены, возникло предположение, что они различаются по составу зерен, заключенных внутри различных минералов – в ортопироксене, плагиоклазе или клинопироксене. Также, возможно, различаются зерна хромита, локализованные внутри зерен силикатов и на границах между ними, как отмечалось, например, для хромита Сопчеозерского месторождения (Смолькин и др., 2004 а, в). В ходе дальнейших исследований эти предположения не подтвердились. В одном и том же кристалле силикатного минерала соседствуют хромиты первой и второй разновидности (рис. 3.4.7 Б).

Две выявленные разновидности хромита в исследованных образцах распределены неоднородно – в каких-то содержатся обе разновидности, а в каких-то проявлена лишь одна из них. Две разновидности хромита массива Нюд-Поаз, различающиеся по химическому составу, были наиболее подробно исследованы в образце 1880/342.7 (табл. 15). Хромит-1 (Chr-1) отличается более высоким содержанием Al_2O_3 (11.4–15.6 мас. %) и MgO (0.73–1.09 мас. %), но более низким содержанием TiO_2 (0.4–1.8 мас. %) и FeO_{total} (38.8–42.7 мас. %). Хромит-2 (Chr-2) отличается более низким содержанием Al_2O_3 (5.2–9.5 мас. %) и MgO (0.43–0.72 мас. %), но более высоким содержанием TiO_2 (0.5–2.8 мас. %) и FeO_{total} (39.1–45.2 мас. %).

В исследованных породах также содержатся единичные зерна хромсодержащего магнетита и магнетита, результаты анализа этих минералов приведены в табл. 16.

На диаграммы (рис. 3.4.8) нанесен состав хромита и хромсодержащего магнетита из пород массива Нюд-Поаз. На диаграмме $Al-C-Fe^{3+}$ (рис. 3.4.8 А) точки составов хромита из обнажений в нижней части разреза и из скважин образуют компактное поле, точки составов хромсодержащего магнетита протягиваются вдоль стороны треугольника $Cr-Fe^{3+}$, а тренд изменения состава хромшпинелидов массива Нюд-Поаз практически совпадает с трендом изменения состава хромшпинелидов массива НКТ (из отвалов Шахты № 5 и обнажений на восточном склоне горы Кумужья (см. рис. 3.3.15 в разделе 3.3).

На графиках $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Cr/(Cr+Al)$, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ и $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs Ti (рис. 3.4.8 Б-Г) отчетливо можно видеть различие по содержанию Fe^{2+} между хромитом из коренных обнажений в нижней части массива Нюд-Поаз и хромитом из скважин – последний отчетливо более железистый. В целом, сравнивая графики состава хромшпинелидов массива НКТ (рис. 3.2.16 в разделе 3.2.) и данные графики на рис. 3.4.8, можно отметить близость состава хромшпинелидов двух массивов.

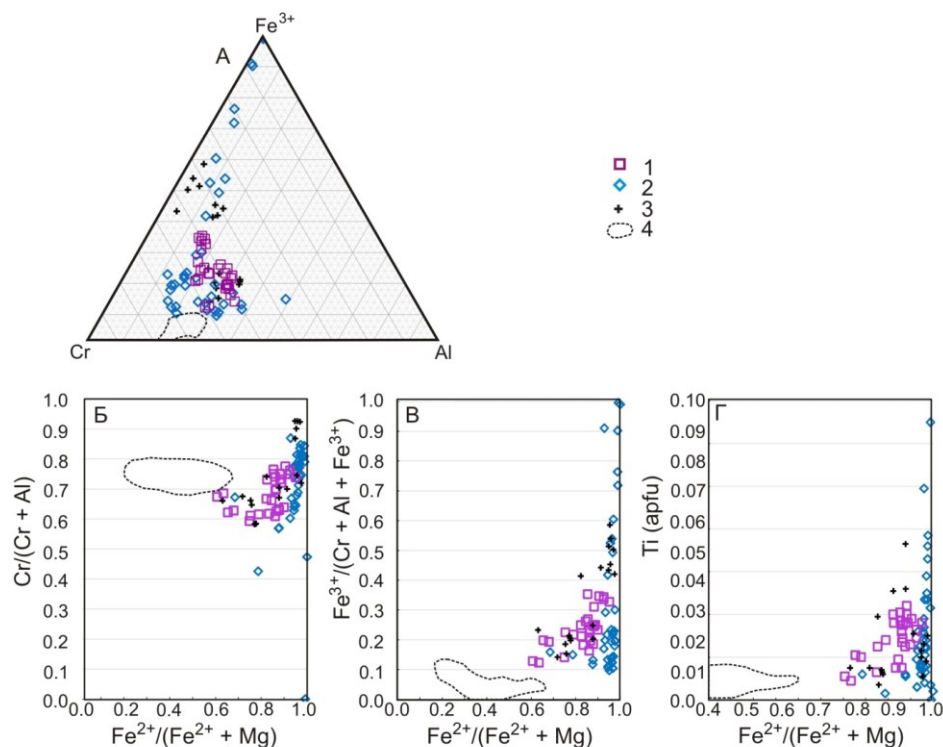


Рис. 3.4.8. Состав хромита и хромсодержащего магнетита из пород массива Нюд-Поаз на диаграммах: А – Al–Cr–Fe³⁺; Б – Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Cr/(Cr+Al); В – Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺); Г – Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs Ti.
 1 – хромит из коренных обнажений в нижней части массива Нюд-Поаз; 2 – хромит из скважин 1880 и 1882; 3 – по данным (Дистлер, 1988; Докучаева, Полежаева, 1990); 4 – контур поля точек состава магнезиохромита из руд Сопчеозерского месторождения (по рис. 2.6 в данной работе)

Рис. 3.4.9 демонстрирует статистические отличия состава хромита массивов НКТ и Нюд-Поаз и Рудного Пласта 330 от хромита Сопчеозерского месторождения и вмещающих его пород.

Содержание Mg (apfu) в хромите массива НКТ значительно ниже по сравнению со всеми типами руд Сопчеозерского месторождения (рис. 3.4.9 А). Соответственно, количество Fe²⁺ (apfu) в хромите НКТ значительно выше (рис. 3.4.9 Б). Хромиты НКТ существенно менее магниальные также и по сравнению с хромитами вмещающих пород Сопчеозерского месторождения, хотя частично графики для двух выборок перекрываются (рис. 3.4.9 А, Б). Хромиты массива Нюд-Поаз и Рудного Пласта 330 еще более железистые (Fe²⁺) и менее магниальные даже по сравнению с хромитами массива НКТ.

Таблица 15. Представительные анализы хромита из пород массива Ньюд-Поаз
(скважины № 1880, 1882)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца (скважина/ глубина)	1880/ 334.0 (1)	1880/ 334.0 (2)	1880/ 334.0 (3)	1880/ 334.0 (4)	1880/ 336.3 (1)	1880/ 336.3 (2)
Морфотип	Chr-1	Chr-1	Chr-2	Chr-2	Chr-2	Chr-2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.09	0.08	0.09	0.13	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	16.23	15.79	7.93	7.82	8.49	7.71
TiO ₂	0.76	0.57	0.95	1.07	1.45	2.68
Cr ₂ O ₃	36.60	39.74	42.46	42.68	42.65	33.85
V ₂ O ₅	0.16	0.22	0.37	0.37	0.34	0.64
FeO _{общ}	44.14	41.87	46.74	48.08	45.37	52.34
MgO	1.45	1.11	0.64	0.62	0.79	0.47
MnO	0.77	0.67	0.72	0.71	0.74	0.65
NiO	0.18	0.11	н.п.о.	н.п.о.	0.07	0.12
ZnO	0.15	0.25	0.49	0.51	0.20	0.28
CaO	0.04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.03
Сумма	100.56	100.40	100.39	101.99	100.21	98.86
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.07	0.06	0.03	0.03	0.04	0.03
Fe ⁺²	0.91	0.93	0.95	0.96	0.96	1.01
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	–	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	0.98	1.07	1.18	1.17	1.18	0.95
Al ⁺³	0.64	0.63	0.33	0.32	0.35	0.32
Fe ⁺³	0.33	0.26	0.42	0.44	0.37	0.55
Ti ⁺⁴	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.07
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Si ⁺⁴	–	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	41	47	54	54	53	42
герцинит FeAl ₂ O ₄	32	31	16	16	17	15
магнетит FeFe ₂ O ₄	15	12	20	21	19	30
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	7	6	3	3	4	2
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	1	1	1	–	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	2	2	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	1	1	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	2	1	2	3	4	7
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–

Таблица 15 (продолжение)

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ образца (скважина/ глубина)	1880/ 336.3 (3)	1880/ 342.7 (1)	1880/ 342.7 (2)	1880/ 342.7 (3)	1880/ 342.7 (4)	1880/ 342.7 (5)
Морфотип	Chr-2	Chr-1	Chr-1	Chr-1	Chr-1	Chr-1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.19	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	7.16	15.40	9.50	13.44	6.57	6.29
TiO ₂	3.71	0.53	0.91	1.07	1.72	2.41
Cr ₂ O ₃	37.81	41.72	47.60	42.19	43.79	42.32
V ₂ O ₅	0.53	0.24	0.31	0.23	0.51	0.55
FeO общ	48.30	38.85	39.09	40.12	43.42	44.94
MgO	0.82	0.95	0.63	0.89	0.48	0.46
MnO	0.74	0.62	0.72	0.66	0.73	0.76
NiO	0.16	н.п.о.	н.п.о.	0.10	н.п.о.	н.п.о.
ZnO	0.21	0.30	0.26	0.39	0.26	0.28
CaO	0.02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	99.64	98.61	99.01	99.08	97.48	98.02
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.04	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03
Fe ⁺²	1.02	0.94	0.96	0.95	0.99	1.01
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni ⁺²	0.01	–	–	–	–	–
Cr ⁺³	1.06	1.14	1.34	1.16	1.26	1.21
Al ⁺³	0.30	0.63	0.40	0.55	0.28	0.27
Fe ⁺³	0.41	0.19	0.20	0.22	0.34	0.36
Ti ⁺⁴	0.10	0.01	0.02	0.03	0.05	0.07
V ⁺⁵	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Si ⁺⁴	0.01	–	–	–	–	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	44	52	62	52	58	55
герцинит FeAl ₂ O ₄	14	31	20	27	14	13
магнетит FeFe ₂ O ₄	25	8	9	10	18	20
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	4	5	3	5	2	2
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	1	1	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	2	2	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	–	–	1	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	9	1	2	3	5	6
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	–	–	–	–

Таблица 15 (продолжение)

№ п/п	13	14	15	16	17	18
№ образца (скважина/ глубина)	1880/ 342.7 (6)	1880/ 342.7 (7)	1880/ 342.7 (8)	1880/ 342.7 (9)	1880/ 342.7 (10)	1880/ 342.7 (11)
Морфотип	Chr-1	Chr-1	Chr-1	Chr-2	Chr-1	Chr-2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	н.п.о.	0.14	0.15	0.07	0.13	0.171
Al ₂ O ₃	6.53	12.72	11.41	9.17	15.61	7.12
TiO ₂	2.82	1.33	1.80	0.56	0.64	2.17
Cr ₂ O ₃	41.06	41.83	42.10	48.23	41.45	45.91
V ₂ O ₅	0.58	0.31	0.31	0.30	0.26	0.42
FeO _{общ}	45.20	42.43	42.74	40.78	39.87	42.36
MgO	0.44	0.78	0.73	0.72	1.09	0.59
MnO	0.74	0.67	0.67	0.66	0.59	0.62
NiO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
ZnO	0.28	0.46	0.46	0.28	0.49	0.33
CaO	н.п.о.	0.07	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	97.66	100.73	100.37	100.78	100.12	99.70
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.02	0.04	0.06	0.04	0.06	0.03
Fe ⁺²	1.02	0.96	0.93	0.95	0.93	0.99
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	1.18	1.14	1.15	1.33	1.12	1.29
Al ⁺³	0.28	0.52	0.47	0.38	0.63	0.30
Fe ⁺³	0.36	0.26	0.27	0.24	0.21	0.27
Ti ⁺⁴	0.08	0.03	0.05	0.02	0.02	0.06
V ⁺⁵	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	–	0.01	0.01	–	–	0.01
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	53	51	51	62	50	58
герцинит FeAl ₂ O ₄	13	25	23	19	31	14
магнетит FeFe ₂ O ₄	21	13	13	11	9	15
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	2	4	5	4	5	3
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	1	1	1
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	2	2	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	–	–	–	1
ульвошинель TiFe ₂ O ₄	7	3	5	1	2	5
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	1

Таблица 15 (продолжение)

№ п/п	19	20	21	22	23	24
№ образца (скважина/ глубина)	1880/ 342.7 (12)	1880/ 342.7 (13)	1880/ 342.7 (14)	1882/ 326.3 (1)	1882/ 326.3 (2)	1882/ 326.3 (3)
Морфотип	Chr-2	Chr-1	Chr-2	Chr-1	Chr-1	Chr-1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	0.18	0.12	0.25	0.15	0.15	0.14
Al ₂ O ₃	5.21	14.96	8.41	12.75	9.36	18.70
TiO ₂	1.85	0.45	0.80	0.91	0.92	0.44
Cr ₂ O ₃	43.10	41.63	48.23	38.50	39.78	37.00
V ₂ O ₅	0.75	0.22	0.34	0.32	0.36	0.18
FeO общ	47.34	39.48	40.28	45.46	45.72	39.81
MgO	0.52	1.04	0.67	1.31	1.13	2.39
MnO	0.74	0.64	0.70	0.64	0.69	0.56
NiO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.12	0.00	0.17
ZnO	0.25	0.51	0.36	0.64	н.п.о.	0.76
CaO	0.08	н.п.о.	0.07	н.п.о.	0.04	н.п.о.
Сумма	100.03	99.06	100.11	100.79	98.14	100.15
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)						
Mg ⁺²	0.03	0.05	0.04	0.07	0.06	0.12
Fe ⁺²	0.98	0.92	0.95	0.91	0.94	0.85
Mn ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.02	–	0.02
Ni ⁺²	–	–	–	–	–	0.01
Cr ⁺³	1.21	1.14	1.34	1.04	1.12	0.97
Al ⁺³	0.22	0.61	0.35	0.51	0.39	0.73
Fe ⁺³	0.43	0.22	0.24	0.38	0.42	0.26
Ti ⁺⁴	0.05	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01
V ⁺⁵	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	–	0.01	0.01	0.01	–
Состав в пересчете на миналы						
хромит FeCr ₂ O ₄	55	51	62	44	49	37
герцинит FeAl ₂ O ₄	10	30	17	25	19	36
магнетит FeFe ₂ O ₄	22	9	11	17	21	10
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	3	5	3	7	6	12
франклинит ZnFe ₂ O ₄	1	1	1	2	–	2
якобит MnFe ₂ O ₄	2	2	2	2	2	2
треворит NiFe ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	1	–	1	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	5	1	2	2	2	1
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	1	–	–	–

Таблица 15 (окончание)

№ п/п	25	26	27	28	29
№ образца (скважина/ глубина)	1882/ 326.3 (4)	1882/ 486.5 (1)	1882/ 486.5 (2)	1882/ 486.5 (3)	1882/ 486.5 (4)
Морфотип	Chr-1	Chr-1	Chr-1	Chr-2	Chr-2
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.15	0.21	0.30	0.11	0.24
Al ₂ O ₃	18.93	24.98	13.55	5.90	6.00
TiO ₂	0.46	0.12	0.48	0.48	0.64
Cr ₂ O ₃	37.17	27.62	41.42	25.71	30.94
V ₂ O ₅	0.14	0.19	0.19	0.33	0.21
FeO _{общ}	38.33	38.51	34.85	62.59	57.59
MgO	2.40	4.23	6.18	0.61	1.02
MnO	0.59	0.27	0.25	0.27	0.29
NiO	0.16	0.26	0.19	0.20	0.16
ZnO	0.82	0.64	0.24	0.86	0.92
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	99.15	97.01	97.63	97.05	98.00
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.12	0.21	0.31	0.03	0.06
Fe ⁺²	0.85	0.76	0.68	0.94	0.92
Mn ⁺²	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Ni ⁺²	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	0.99	0.72	1.11	0.74	0.88
Al ⁺³	0.75	0.97	0.54	0.25	0.25
Fe ⁺³	0.23	0.30	0.31	0.96	0.81
Ti ⁺⁴	0.01	–	0.01	0.01	0.02
V ⁺⁵	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Si ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	–	0.01
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	37	15	24	33	38
герцинит FeAl ₂ O ₄	37	48	27	13	12
магнетит FeFe ₂ O ₄	9	12	15	45	38
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	12	21	31	3	5
франклинит ZnFe ₂ O ₄	2	2	1	2	2
якобсит MnFe ₂ O ₄	2	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	–	1	–	1	–
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	–	–	1	–
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	–	1	1	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	1	1	–	1

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 16. Представительные анализы магнетита и хромсодержащего магнетита из пород массива Нюд-Поаз (скв. № 1880, 1882)

№ п/п	1	2	3	4
№ образца (скважина/ глубина)	1880/ 395.8 (1)	1880/ 395.8 (2)	1880/ 395.8 (4)	1880/ 395.8 (5)
Компоненты, мас. %				
SiO ₂	0.06	0.09	0.12	1.03
Al ₂ O ₃	0.22	0.19	2.62	1.46
TiO ₂	0.14	н.п.о.	0.24	1.52
Cr ₂ O ₃	0.30	н.п.о.	14.75	11.69
V ₂ O ₅	0.58	н.п.о.	0.79	2.17
FeO _{общ}	92.39	92.90	75.80	72.37
MgO	н.п.о.	0.15	0.21	0.21
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0.31	0.31
NiO	0.28	0.07	0.27	0.33
ZnO	н.п.о.	н.п.о.	0.41	0.64
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.06
Сумма	93.96	93.39	95.51	91.77
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)				
Mg ⁺²	–	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺²	0.99	0.99	0.96	0.96
Mn ⁺²	–	–	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	–	0.01	0.02
Ni ⁺²	0.01	–	0.01	0.01
Cr ⁺³	0.01	–	0.43	0.35
Al ⁺³	0.01	0.01	0.12	0.07
Fe ⁺³	1.94	1.99	1.40	1.35
Ti ⁺⁴	–	–	0.01	0.04
V ⁺⁵	0.02	–	0.03	0.07
Si ⁺⁴	–	–	–	0.04
Состав в пересчете на миалы				
хромит FeCr ₂ O ₄	–	–	21	16
герцинит FeAl ₂ O ₄	1	–	6	3
магнетит FeFe ₂ O ₄	97	98	68	66
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	–	1	1	1
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	–	1	2
якобсит MnFe ₂ O ₄	–	–	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	1	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	1	–	1	4
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	–	–	1	4
ахренсит SiFe ₂ O ₄	–	–	–	4

Таблица 16 (окончание)

№ п/п	5	6	7	8	9
№ образца (скважина/ глубина)	1882/ 486.5 (5)	1882/ 486.5 (6)	1882/ 486.5 (7)	1882/ 486.5 (8)	1882/ 486.5 (9)
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	0.42	0.12	0.11	0.16	0.13
Al ₂ O ₃	0.54	7.62	4.01	5.64	2.88
TiO ₂	0.20	1.21	1.17	0.28	0.57
Cr ₂ O ₃	5.30	37.03	26.07	22.94	21.87
V ₂ O ₅	0.17	0.39	0.34	0.27	0.51
FeO _{общ}	88.59	50.01	64.98	64.90	68.29
MgO	1.30	1.26	0.82	0.66	0.55
MnO	н.п.о.	0.44	0.28	0.22	0.26
NiO	0.27	0.14	0.23	0.23	0.23
ZnO	н.п.о.	0.83	0.65	0.90	0.61
CaO	0.04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	96.83	99.04	98.67	96.18	95.89
Коэффициенты в формулах (расчет на 3 катиона)					
Mg ⁺²	0.07	0.07	0.04	0.04	0.03
Fe ⁺²	0.92	0.92	0.95	0.93	0.95
Mn ⁺²	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn ⁺²	–	0.02	0.02	0.02	0.02
Ni ⁺²	0.01	–	0.01	0.01	0.01
Cr ⁺³	0.15	1.04	0.74	0.66	0.64
Al ⁺³	0.02	0.32	0.17	0.24	0.13
Fe ⁺³	1.79	0.56	1.01	1.06	1.17
Ti ⁺⁴	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
V ⁺⁵	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Si ⁺⁴	0.02	–	–	0.01	0.01
Состав в пересчете на миналы					
хромит FeCr ₂ O ₄	1	44	32	30	29
герцинит FeAl ₂ O ₄	1	15	8	12	6
магнетит FeFe ₂ O ₄	89	27	49	50	56
магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	7	6	4	4	3
франклинит ZnFe ₂ O ₄	–	2	2	2	2
якобсит MnFe ₂ O ₄	–	1	1	1	1
треворит NiFe ₂ O ₄	1	–	1	1	1
кулсонит FeV ₂ O ₄	–	1	1	–	1
ульвошпинель TiFe ₂ O ₄	1	3	3	1	2
ахренсит SiFe ₂ O ₄	1	–	–	1	–

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

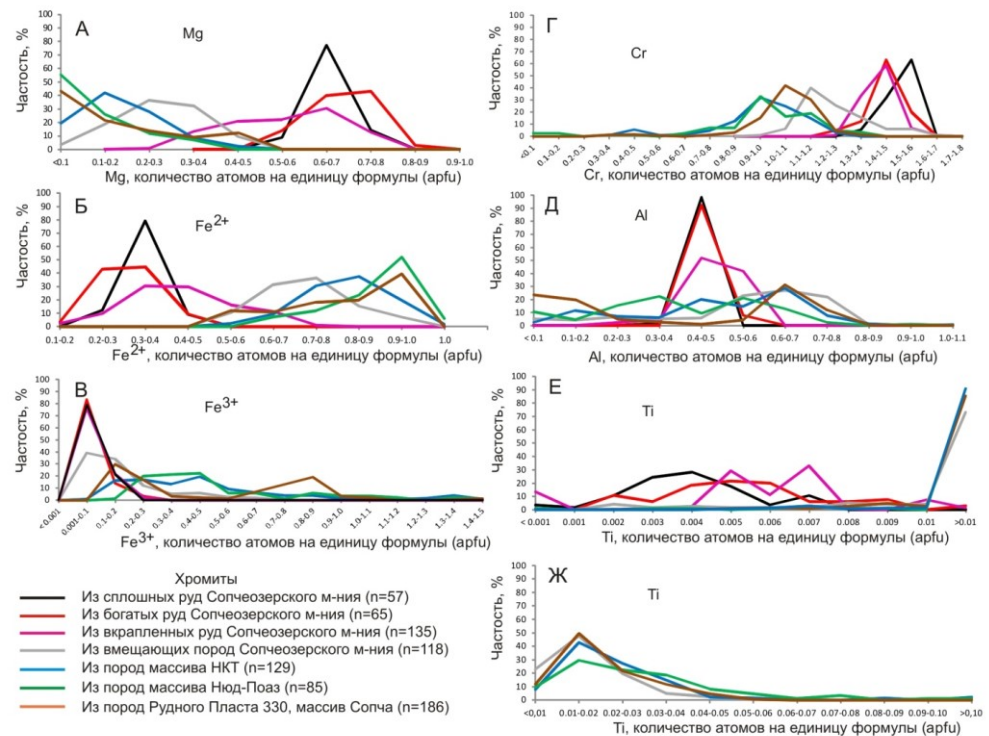


Рис. 3.4.9. Распределение элементов: А – Mg, Б – Fe²⁺; В – Fe³⁺; Г – Cr; Д – Al; Е, Ж – Ti (количество атомов на единицу формулы) в магнетитохромите и хромите из руд и пород Сопчеозерского месторождения, массивов НКТ, Нюд-Поаз и Рудного Пласта 330 массива Сопча

На графике распределения Fe³⁺ в хромите НКТ (рис. 3.4.9 В) можно видеть большую вариативность содержания Fe³⁺. Такой характер распределения существенно отличается от того, который наблюдается для всех типов руд и вмещающих пород Сопчеозерского месторождения – отчетливые максимумы в интервалах 0.01–0.1 и 0.1–0.2 (arfu) на том же графике. Хромит массива Нюд-Поаз по содержанию Fe³⁺ близок к хромитам НКТ. Существенно отличается распределение Fe³⁺ для хромитов Рудного Пласта 330, где на графике отчетливо видны два максимума: 0.1–0.2 (arfu) и 0.8–0.9 (arfu), соответствующие двум генерациям зонального хромита Рудного Пласта 330. Низкожелезистый (Fe³⁺) хромит Рудного Пласта 330 ближе всего к хромиту вмещающих пород Сопчеозерского месторождения, а высокожелезистые разновидности формируют на графике отдельный максимум, удаленный от всех прочих (рис. 3.4.9 В). Это подтверждает выводы, приведенные в разделе 3.3.

Содержание Cr в хромитах массивов НКТ и Нюд-Поаз значительно ниже, чем во всех типах руд и во вмещающих породах Сопчеозерского месторождения. Хромиты Рудного Пласта 330 по содержанию Cr однородны и занимают на графике (рис. 3.4.9 Г) промежуточное положение между хромитами

массивов НКТ и Нюд-Поаз и хромитами вмещающих пород Сопчеозерского месторождения.

По содержанию Al хромиты массивов НКТ, Нюд-Поаз и Рудного Пласта 330 близки к хромитам из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения (рис. 3.4.9 Д).

Наиболее яркое отличие хромитов массивов НКТ, Нюд-Поаз и Рудного Пласта 330, а также хромитов из вмещающих пород Сопчеозерского месторождения выражено по содержанию Ti – максимумы приходятся на интервал 0.1–0.2 (арfu), тогда как в хромитах из всех типов руд содержание Ti не достигает 0.1 (арfu) (рис. 3.4.9 Е, Ж).

Таким образом, исследование хромшпинелидов массива Нюд-Поаз позволяет сделать следующие выводы.

1. Акцессорные хромшпинелиды в массиве Нюд-Поаз развиты только в породах «оливинового горизонта», слагающего среднюю часть разреза этого массива. Хромшпинелиды, в отличие от массивов НКТ и Сопча, не образуют зональных зерен; они представлены хромитом высокожелезистого, высокоглиноземистого и низкотитанистого состава (в среднем $f = 95.2$, $Cr_2O_3 = 34.3 \%$, $TiO_2 = 1.09 \%$, $Al_2O_3 = 10.0 \%$) и хромсодержащим магнетитом.

2. Акцессорная минерализация хромшпинелидов в разрезе массива Нюд-Поаз характеризуется специфическим трендом состава, который отличается от аналогичного тренда, установленного для массивов НКТ и Сопча (НКТС). Наряду с отличиями в распределении хромшпинелидов в разрезе между интрузивами НКТС и Нюд-Поаз, это позволяет предполагать, что кристаллизация пород последнего происходила в условиях отдельной магматической камеры.

Глава 4. Обсуждение результатов исследований и основные выводы

4.1. Морфологические особенности хромшпинелидов Мончегорского комплекса

По внутреннему строению зерна хромшпинелидов Мончегорского комплекса можно разделить на: 1) однородные, 2) зональные и 3) с неоднородной внутренней структурой зерен.

Магнезиохромит в рудах Сопчеозерского месторождения формирует зерна овальной и неправильной формы, реже наблюдаются правильные кристаллографические очертания или отдельные грани в зернах неправильной формы (рис. 4.1 А). Размер наиболее крупных зерен в составе руды достигает 250–300 мкм. Для магнезиохромита Сопчеозерского месторождения характерно однородное строение зерен. Неоднородность, магнетитовые каймы и фуэляровидное строение некоторых зерен отмечалось только в рудах, затронутых процессами вторичных преобразований. Наличие в руде однородных зерен магнезиохромита свидетельствует о том, что процесс кристаллизации магматического расплава происходил в достаточно стабильных условиях. Однородные зерна магнезиохромита, близкие по морфологии к рудным магнезиохромитам, находятся в составе ксенолитов магнезиохромитоносных дунитов в массиве НКТ (рис. 3.2.9, 3.2.14) и в составе дунитового ксенолита на северо-восточном склоне массива Сопча (рис. 3.3.12).

Для хромита массивов НКТ, Сопча и Нюд-Поаз характерна неоднородность внутреннего строения зерен, проявленная в большей или меньшей степени. Зональное строение зерен хромита (четко выраженное наличие ядерной и периферической частей зерен) является отличительной чертой Рудного Пласта 330 Сопчи и его спутников (рис. 3.3.5), некоторые хромшпинелиды массива НКТ также зональны (рис. 4.1 Б), но зональность проявлена менее ярко. Такие особенности морфологии хромшпинелидов характерны для изменяющихся условий кристаллизации расплава. Как было показано выше в разделе 3.3, в истории минералообразования Рудного Пласта 330 и окружающих его пород можно выделить две стадии. Первая стадия связана с поступлением небольшой порции высокомагнезиального расплава в субгоризонтальную зону крупного магматического тела, сложенного в этой части разреза преимущественно ортопироксенитами. Ортопироксениты рамы в это время были не полностью закристаллизованы и были частично проницаемы для поровых флюидов, несущих хромитовую минерализацию. В результате образовался Рудный Пласт 330, его тела-спутники и наложенная хромитовая минерализация во вмещающих породах. Вторая стадия минералообразования выразилась в появлении кайм высокожелезистого хромита в результате реакции раннего низкожелезистого хромита с флюидом, образованным при остывании расплава (Chaschin, Savchenko, 2021). В отдельных частях камеры НКТ, там, где сегодня встречается зональный хромит, также могли происходить в локальном масштабе подобные события.

В породах, затронутых процессами метаморфизма, зерна хромита обычно окружены каймами магнетита. Зерна без магнетитовых кайм сохраняются в тех случаях, когда они заключены внутри цельных зерен оливина или ортопироксена. Зерна хромита, расположенные на границах зерен силикатов, более интенсивно преобразованы в ходе постмагматических процессов.

Внутренняя неоднородность зерен хромшпинелидов чаще всего выражается в наличии включений ильменита, создающих решетчатую структуру

(рис. 4.1 В). Неоднородное внутреннее строение зерен характерно для аксессуарного хромита массивов НКТ и Нью-Поаз. Наиболее неоднородные хромшпинелиды развиты в составе жильных тел участка Южносопчинский. Это высокожелезистые и высокотитанистые хромшпинелиды, которые представляют собой сложные срастания минеральных фаз, среди которых преобладают ильменит и хромсодержащий магнетит (рис. 4.1 Г).

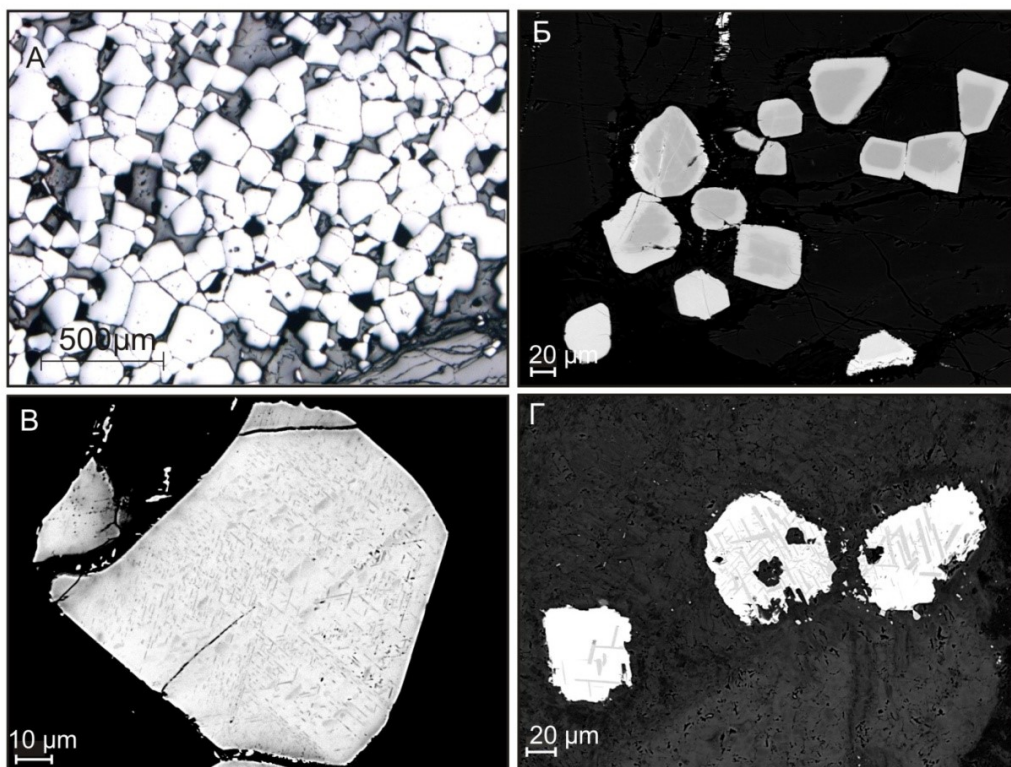


Рис. 4.1. Морфологические особенности хромшпинелидов Мончегорского комплекса.

А – богатая магнезиохромитовая руда Сопчеозерского месторождения, обр. Соп-6-18, фото аншлифа в отраженном свете; Б – зональный хромит в гипербазите массива НКТ, обр. 3-1-21; В – зерна неоднородного хромита с вростками ильменита (темное) в мезократовом норите массива Нью-Поаз, обр. 1880/342.7; Г – зерна неоднородного хромсодержащего магнетита с вростками ильменита (темное) в амфибол-хлоритовой жильной породе вблизи Морошечного озера, обр. 3-24. Б, В, Г – BSE-изображения

Таким образом, морфологические особенности хромита Мончегорского комплекса четко показывают, что однородное внутреннее строение магнезиохромита Сопчеозерского месторождения, Дунитового блока в целом (и его фрагментов) резко контрастирует с неоднородностью хромита массивов НКТ, Сопча и Нью-Поаз.

4.2. Главные тренды химического состава хромшпинелидов Мончегорского комплекса

Особенности химического состава хромита Мончегорского комплекса отражены на рис. 4.2. Можно отчетливо видеть (рис. 4.2 А) достаточно резкое отличие по более высокой магнезиальности магнезиохромита Сопчеозерского месторождения и вмещающих его пород (Дунитового блока) от хромита всех прочих объектов. Точки магнезиохромита Сопчеозерского месторождения формируют на диаграмме отдельное поле наиболее хромистых и магнезиальных хромшпинелидов. К этому полю примыкает поле, образованное точками хромита и магнезиохромита из Дунитового блока (вмещающих пород Сопчеозерского месторождения). Точки состава магнезиохромита из ксенолитов хромитонесных пород на горе Кумужья и хромита из дунитового тела массива Сопча на диаграмме $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Cr/(Cr+Al)$ (рис. 4.2 А) занимают область, примыкающую к полю рудного магнезиохромита и совпадающую с хромитом из Дунитового блока. По содержанию Fe^{3+} (рис. 4.2 Б) магнезиохромит из ксенолитов на горе Кумужья и магнезиохромит из дунитового тела массива Сопча также близки к магнезиохромиту Сопчеозерского месторождения.

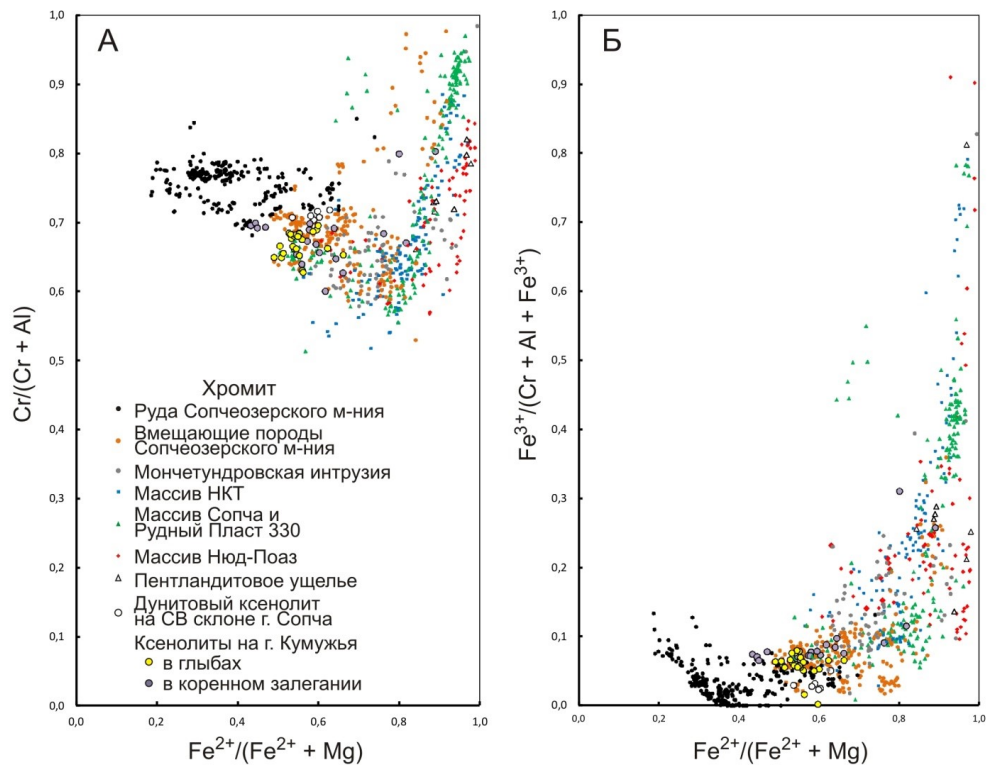


Рис. 4.2. Состав рудных и аксессуарных хромшпинелидов Мончегорского комплекса на диаграммах: А – $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Cr/(Cr+Al)$; Б – $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$

Вторая группа хромшпинелидов – из пород массивов НКТ, Сопча и Нью-Поаз состоит из более железистых разностей с сильно варьирующим содержанием алюминия. К этой группе также относится хромит участка Пентландитовое ущелье. Точки составов второй группы хромшпинелидов образуют субвертикальные тренды на диаграммах (рис. 4.2 А, Б). Интересно отметить, что точки составов хромита массива Нью-Поаз формируют собственный еще более железистый тренд, лежащий на графике $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs $Cr/(Cr+Al)$ параллельно тренду НКТ-Сопча (рис. 4.2 А). На наш взгляд, это указывает на кристаллизацию пород массива Нью-Поаз и массива НКТ-Сопча в условиях отдельных магматических камер. Эти данные подтверждают представления о двух камерах именно такого состава, высказанные в (Чашин, Иванченко, 2022; Chashchin, Sergeev, 2023).

Известно, что наиболее магнезиальные и богатые хромом хромшпинелиды образовались из наиболее примитивных магматических расплавов, тогда как железистые разности связаны с эволюционированными расплавами (Barnes, Roeder, 2001). При рассмотрении состава хромита Мончегорского комплекса можно сделать заключение, что руды Сопчеозерского месторождения и Дунитового блока в целом были образованы из наиболее примитивных расплавов, в то время как гораздо более эволюционированные расплавы сформировали массивы НКТ, Сопча и Нью-Поаз. Судя по составу аксессуарного хромита, блоки ультраосновных пород на участке Пентландитовое ущелье являются тектоническими фрагментами массива НКТ, а не Мончетундровской интрузии.

4.3. Вариации состава хромшпинелидов и главных породообразующих силикатов в обобщенном разрезе Мончеплутона

На основе изложенного в главе 3 фактического материала рассмотрим, как меняется состав хромшпинелидов, оливина и ортопироксена в пределах сводного разреза Мончегорского плутона в терминах мегациклов (Smol'kin, Mokrushin, 2022). Оценка дана на основе максимальных, минимальных и средних арифметических значений, данные по составу оливина и ортопироксена приведены в (Mokrushin, Smol'kin, 2021; Chashchin et al., 2025) и табл. 1–12 (см. Приложение).

Данные для хромшпинелидов большинства участков приведены в главе 3, посвященной отдельным частям Мончегорского комплекса. Данные по составу магнезиохромита для руд Сопчеозерского месторождения даются по (Mokrushin, Smol'kin, 2021; Pripachkin et al., 2024).

Состав оливина изменяется в сторону уменьшения его магнезиальности (% Fo в оливине, рис. 4.3) от нижних частей вверх в обобщенном разрезе Мончеплутона. Эта тенденция хорошо известна и подробно показана в ряде работ (Шарков, 1980, 2006; Смолькин и др., 2004 а). Отклонения от общей тенденции изменения состава оливина касаются Сопчеозерского месторождения, а также ксенолитов магнезиохромитоносных пород НКТ и Сопчи. Изменение состава ортопироксена от нижних частей вверх по разрезу не столь отчетливо (% En в ортопироксене, рис. 4.3), но и здесь ясно видна повышенная магнезиальность ортопироксена из ксенолитов НКТ относительно прочих пород. Пунктирными линиями на рис. 4.3 соединены точки, не относящиеся к Дунитовому блоку и ксенолитам.

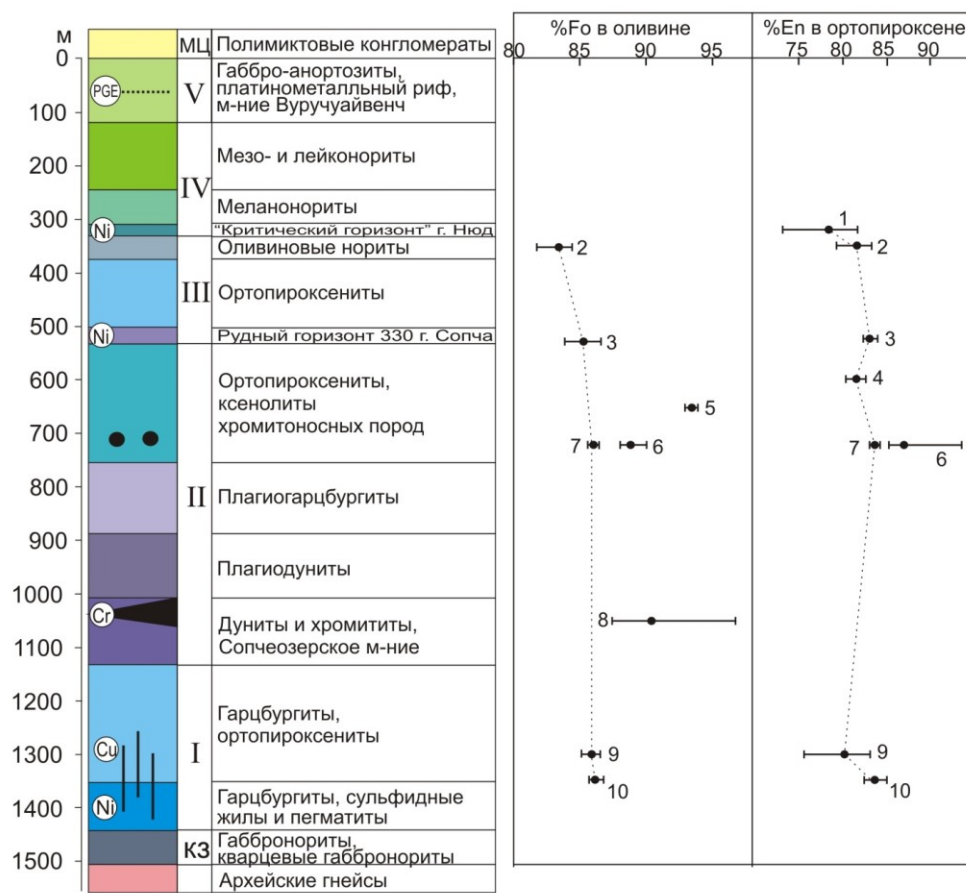


Рис. 4.3. Обобщенный разрез Мончеплутона, показывающий его формирование в терминах мегациклов (I–V), по (Smol'kin, Mokrushin, 2022) с изменениями; содержание форстеритового минала (Fo, %) в оливине и энстатитового минала (En, %) в ортопироксене изученных участков. МЦ — мегациклы, КЗ — краевая зона. 1 – массив Нюд-Поаз, средняя часть разреза (скв. № 1880 и 1882); 2 – массив Нюд-Поаз, нижняя часть разреза; 3 – Рудный Пласт 330, массив Сопча, по (Chashchin et al., 2025); 4 – массив Сопча, восточная часть; 5 – ксенолит хромитоносного дунита на северо-восточном склоне горы Сопча; 6 – ксенолиты хромитоносных пород в глыбах и коренных обнажениях на горе Кумужья, массив НКТ; 7 – вмещающие породы ксенолитов хромитоносных пород в глыбах на горе Кумужья; 8 – Дунитовый блок и Сопчеозерское месторождение, по (Mokrushin, Smol'kin, 2021); 9 – отвалы Шахты № 5, массив НКТ; 10 – западный склон горы Кумужья, массив НКТ

Высокая магнезиальность оливина Сопчеозерского месторождения и Дунитового блока и присутствие сходных высокомагнезиальных пород в виде ксенолитов среди пород массивов НКТ и Сопча указывают на то, что все эти породы, вероятно, образовались раньше других магматических фаз, слагающих Мончегорский комплекс.

Железистость хромшпинелидов в обобщенном разрезе Мончегорского комплекса меняется в широких пределах (рис. 4.4). Распределение в обобщенном разрезе отношения $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ демонстрирует ту же закономерность, что и распределение % Fo в оливине: увеличение относительного содержания Fe^{2+} в верхней части разреза и значительное отклонение от общей тенденции для магнезиохромита Сопчеозерского месторождения, Дунитового блока и ксенолитов НКТ и Сопчи (рис. 4.3). Магнезиохромит Сопчеозерского месторождения, Дунитового блока и ксенолитов НКТ и Сопчи отличаются более низкой железистостью. Степень окисления железа $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ и отношение содержания трехвалентного железа к сумме трехвалентных катионов $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ в хромшпинелидах в целом демонстрируют ту же закономерность (рис. 4.4), но проявленную менее четко.

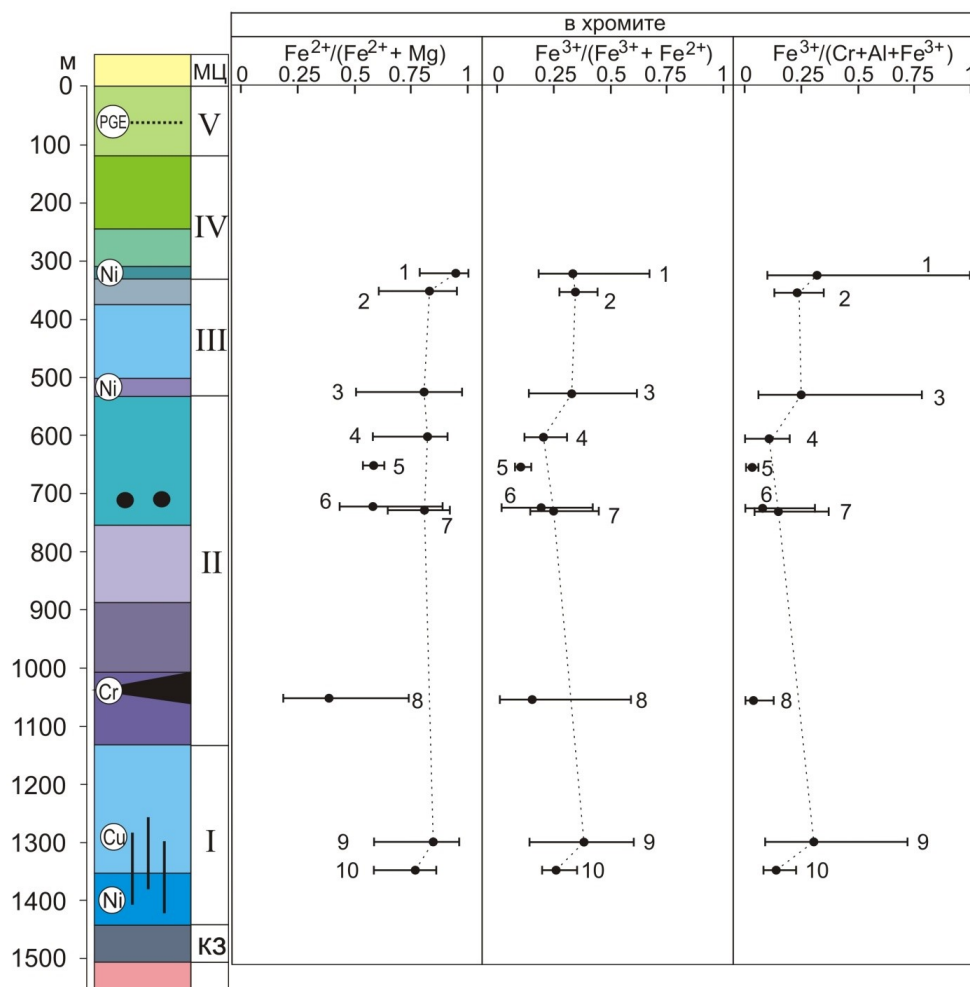


Рис. 4.4. Отношения $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ и $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ в хромшпинелидах изученных участков. Обозначения см. в подписи к рис. 4.3

Хромистость $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ (рис. 4.5) в целом убывает в хромшпинелидах в направлении от подошвы к верхним частям обобщенного разреза Мончегорского комплекса. Интересно, что по отношению $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ нет резких различий между двумя группами объектов: 1) магнезиохромитами Сопчеозерского месторождения, Дунитового блока и ксенолитов НКТ и Сопчи и 2) хромитами из пород НКТ, Сопчи и Нюд-Поаз. По глиноземистости $Al/(Cr+Al+Fe^{3+})$ также нет резких отличий между хромшпинелидами двух названных групп. Глиноземистость хромшпинелидов в целом по разрезу достаточно стабильна, немного убывая к верхним частям разреза (рис. 4.5). Содержание титана в хромшпинелидах стабильно низкое в нижних и средних частях обобщенного разреза, повышаясь в верхней части разреза (массив Нюд-Поаз), закономерно указывая на наиболее эволюционированный расплав, сформировавший верхнюю часть обобщенного разреза. Содержание Ti минимально в магнезиохромите Сопчеозерского месторождения, Дунитового блока и ксенолитов НКТ и Сопчи (рис. 4.5).

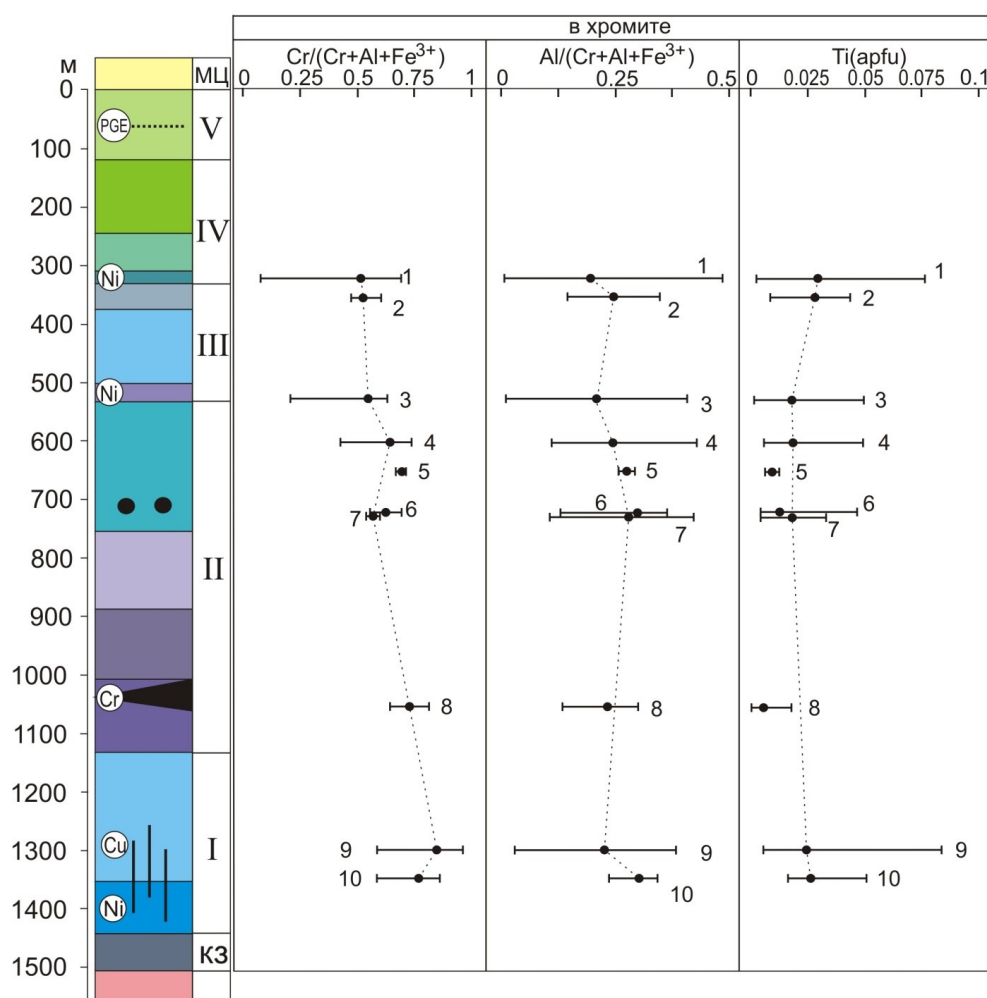


Рис. 4.5. Отношения $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$, $Al/(Cr+Al+Fe^{3+})$ и содержание Ti (apfu) в хромшпинелидах изученных участков. Обозначения см. в подписи к рис. 4.3

4.4. Хромитинелиды Мончегорского комплекса в сравнении с мировыми аналогами

4.4.1. Рудные и акцессорные хромитинелиды

По своим масштабам, набору слагающих пород и разнообразию рудной минерализации, Мончегорский комплекс вполне сопоставим с такими крупными расслоенными ультрамафит-мафитовыми интрузиями мира как комплексы Бушвелд (ЮАР) и Стиллуотер (США). Из ближайших значимых хромитоносных объектов Фенноскандинавского щита, наибольший интерес для сравнения, безусловно, представляет интрузия Кеми (Финляндия).

Все месторождения хромита указанных комплексов относятся к стратиформному типу, но имеют свою специфику в особенностях локализации, морфологии и состава хромитовых руд.

Комплекс Бушвелд (свита Растенбург) возрастом 2.06 млрд лет является крупнейшей в мире расслоенной ультрамафит-мафитовой интрузией, которая занимает площадь около 60 000–65 000 км² в кратоне Каапвааль. Ультрамафит-мафитовые породы, составляющие Растенбургскую расслоенную свиту мощностью 8 км, делятся на пять стратиграфических зон. Выделяется Краевая, Нижняя, Критическая, Главная и Верхняя зоны. Хромититы концентрируются в Критической зоне, формируя нижнюю, среднюю и верхнюю группы (Mukherjee et al., 2017 и ссылки там).

Нижняя группа (мощность 700–800 м), в основном состоит из ортопироксенитов, с прослоями гарцбургитов, встречающимися в двух интервалах. Хромититы нижней группы (lower group, LG) образуют семь, а хромититы средней группы (middle group, MG) – четыре слоя. Верхняя группа (upper group, UG) мощностью 500 м состоит из норитов, анортозитов и пироксенитов. В пределах Верхней группы развиты наиболее известные слои хромититов, а именно UG-1, UG-2 и реже UG-3 (единственное обнажение в Восточном Бушвелде). Мощность отдельных слоев хромититов колеблется от нескольких дециметров до 2 м при протяженности до 400 км. Хромититовый слой UG-2 является единственным разрабатываемым объектом, чему также способствует высокое содержание в нем ЭПГ. Хромититовый слой UG-1 примечателен своей ассоциацией с анортозитами, что необычно для стратиформных хромититов, встречающихся в других расслоенных интрузиях, таких как комплекс Стиллуотер в США или Великая Дайка в Зимбабве, где хромититы обычно связаны с ультрамафитами (Mukherjee et al., 2017 и ссылки там). Такие интересные особенности локализации хромитового оруденения (огромная и выдержанная протяженность хромититовых слоев, при их небольшой мощности, необычная ассоциация хромититов с анортозитами и др.) породили достаточно широкий спектр гипотез об их происхождении (Latypov et al., 2022 и ссылки там).

Комплекс Стиллуотер возрастом 2.7 млрд лет состоит из последовательности основных и ультраосновных кумулатов, формирующих расслоенное тело мощностью около 6 км, простирающееся на 48 км и внедренное в архейские метасадочные породы гор Беартус (штат Монтана, США). В разрезе комплекса выделяются три главные зоны: 1) Базальная серия (мелкозернистые габбро, габбро, нориты, полевошпатовые пироксениты) мощностью 210 м; 2) Ультрамафитовая серия мощностью 1100 м (перидотитовая зона – чередование дунитов, хромититов, гарцбургитов и бронзититов; бронзититовая зона); 3) Полосчатая серия (нориты,

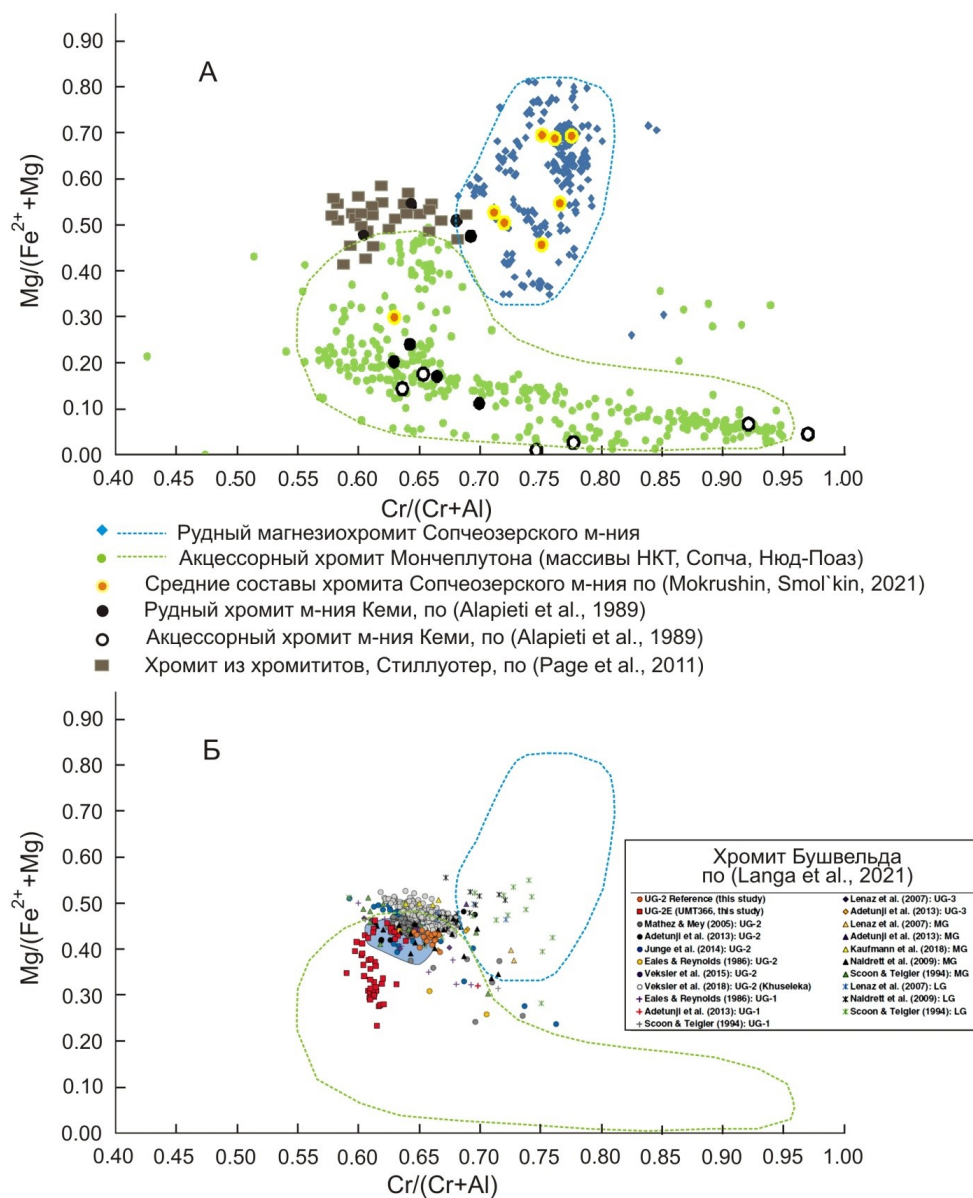


Рис. 4.6. Соотношение хромистости ($Cr/(Cr+Al)$) и магнезиальности ($Mg/(Fe^{2+}+Mg)$): А, Б – в составе хромшпинелидов Мончегорского комплекса, Сопчеозерского месторождения, комплексов, Стиллуотер (А), Кемь (А) и Бушвельд (Б)

габбро, анортозиты) мощностью 4 300 м (Spandler et al., 2005 и ссылки там). Минералогические и изотопные вариации в породах комплекса указывают на то, что эти кумулаты образовались в результате множественных инъекций различных типов магмы. Зона перидотитов в Ультрамафитовой серии комплекса Стиллуотер включает не менее 20 циклических единиц, состоящих из оливиновых, оливин-ортопироксеновых и ортопироксеновых кумулатов. Слои хромитита, которые

встречаются у основания многих циклических единиц, последовательно обозначены от А (самый нижний) до К (самый верхний). Их мощность варьирует от нескольких миллиметров до 50–70 см, иногда до 4 м. Хромититы G и H являются самыми мощными и экономически важными пластами (Spandler et al., 2005 и ссылки там).

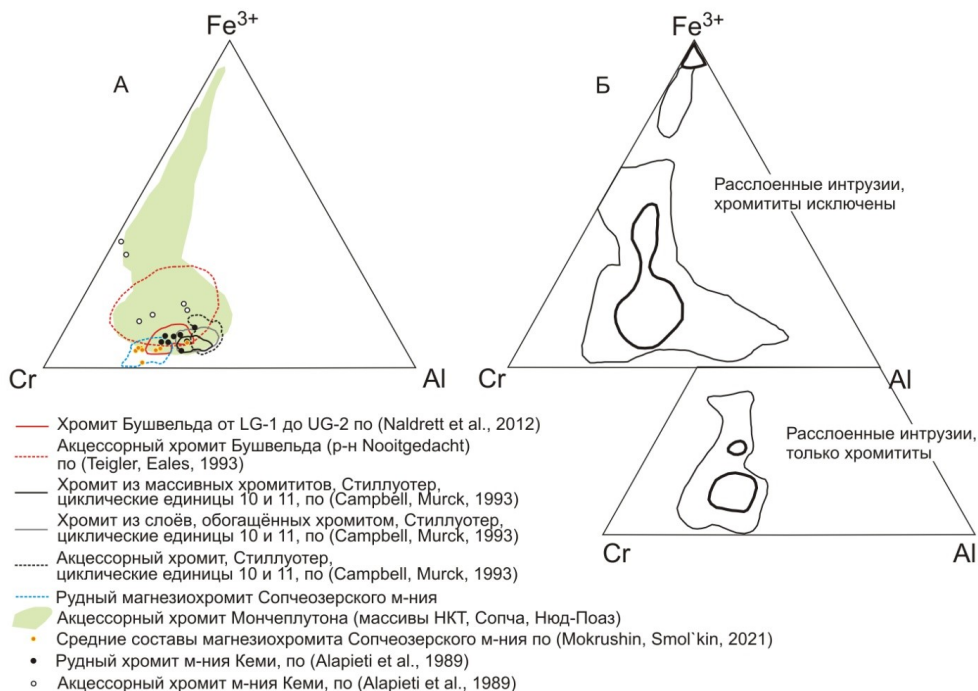


Рис. 4.7. А – состав рудных и акцессорных хромшпинелидов ряда участков комплексов Бушвельд, Стиллиуотер, Кеми и Мончегорский на диаграмме Al–Cr–Fe³⁺; Б – обобщенные поля состава хромита расслоенных интрузий по (Barnes, Roeder, 2001)

Особенности геологического строения интрузии Кеми приведены нами в разделе 1.1. Главы 1. Отметим здесь лишь тот факт, что, так же как и в Сопчеозерском месторождении Мончегорского комплекса, хромититы здесь формируют одну главную залежь, приуроченную к ультраосновной части интрузии.

На рис. 4.6 видно, что рудный магнезиохромит Мончегорского комплекса (Сопчеозерское месторождение) достаточно контрастно отличается по составу от хромита всех трех сравниваемых объектов. Он явно более хромистый и в целом более магниальный, чем хромиты Бушвельда, Стиллиуотера и Кеми, хотя с двумя последними по содержаниям Mg/(Fe²⁺+Mg) имеются некоторые перекрытия. На треугольных диаграммах (рис. 4.7) также заметны отчетливые различия между интрузиями – рудный магнезиохромит Мончегорского комплекса снова демонстрирует более высокую хромистость, но характеризуется меньшими содержаниями железа и алюминия в сравнении рудными хромитами Бушвельда, Стиллиуотера и Кеми.

Акцессорные хромшпинелиды Мончегорского комплекса, как хорошо видно из рисунков, имеют широкие вариации состава и близки (в

полях высокой хромистости, низких железистости и глиноземистости) к аксессуарному хромиту всех трех вышеназванных месторождений и некоторым рудным хромитам интрузии Кеми.

В целом хромшпинелиды Мончегорского комплекса попадают в поле расслоенных интрузий (рис. 4.7 Б), но отличие их составов от таковых в комплексах Бушвельд, Стиллуотер и даже интрузии Кеми, подтверждает сделанное выше предположение (см. раздел 4.2) об их (хромитов Мончегорского комплекса) формировании из более примитивной по составу магмы.

4.4.2. Высокожелезистые жильные хромшпинелиды

Характеристика хромшпинелидов Мончегорского комплекса была бы неполной без рассмотрения его высокожелезистых разновидностей, развитых в некоторых жильных телах Южносопчинского участка (блок Верхний Нюд, Морошечное озеро). По мнению многих исследователей (Рундквист и др., 2011 а, 2012; Grokhovskaya et al., 2012; Pripachkin et al., 2016; Чащин и др., 2020), породы собственно массива Южносопчинский относятся к одной из фаз Мончетундровской интрузии. Как было показано в разделе 3.2.4, в составе пород нижней части Южносопчинского массива (гарцбургиты, оливиновые пироксениты и меланократовые нориты) присутствует аксессуарный хромит, близкий по составу к хромиту Мончетундровской интрузии, что лишний раз подтверждает генетическую связь двух этих интрузий. Мы также полагаем, что к этой же фазе принадлежат габброиды массива Габбро-10 и жилы, развитые в норитах нижней части Южносопчинского массива и Морошечного озера или блока Верхний Нюд (Pripachkin et al., 2016).

Напомним, что жилы участка Южносопчинский имеют плагиоклаз-ортопироксеновый состав, который может к краевым частям сменяться амфибол-хлоритовым. Жилы содержат оксидную и сульфидную минерализацию и в ряде случаев повышенные содержания ЭПГ (Войтехович и др., 2002; Иванченко, Давыдов, 2009; Рундквист и др., 2011 а; Grokhovskaya et al., 2012; Pripachkin et al., 2016). В составе оксидной вкрапленности преобладает магнетит с содержанием Cr_2O_3 до 9 мас. %. Также отмечаются структуры распада магнетита с выделением удлиненных вростков ильменита, который присутствует в массе породы и в виде тонкозернистых агрегатов (см. раздел 3.2.4).

Примечательно, что нами около Морошечного озера (блок Верхний Нюд) была обнаружена жила, сложенная хромсодержащим магнетитом с крайне неравномерным распределением минерала – от сплошной магнетитовой массы до амфибол-хлоритовой с единичными вкрапленниками хромсодержащего магнетита (см. раздел 3.2.4). На наш взгляд, такие хромитсодержащие жилы Морошечного озера – близкие аналоги образований, известных в Бушвельде как обогащенные железом ультрамафитовые пегматиты (iron-rich ultramafic pegmatite – IRUP).

Дискордантные тела IRUP расслоенной серии Растенбург широко распространены в восточных и западных крыльях Бушвельдского комплекса, залегая в Критической, Главной и Верхней зонах. Породы преимущественно состоят из богатого железом клинопироксена и оливина, с переменным количеством оксидов Fe-Ti и аксессуарных сульфидных минералов, встречающихся локально. Типичные особенности, отличающие IRUP от вмещающих их пироксенитов и норитов, следующие: 1) более крупный размер зерна; 2) более высокие отношения Fe/(Fe+Mg) в ферромагнезиальных минералах; 3) малое содержание плагиоклаза и

ортопироксена; 4) более высокое содержание водных фаз (акцессорных амфиболов и слюд) (Zhou et al., 2023).

Установлено, что тела IRUP обычно замещают слои хромитов. При этом хромит может преобразовываться в «оксидные слои», состоящие из Fe–Ti–Cr шпинели, хромита и разностей, промежуточных между этими двумя конечными членами (Scoon and Eales, 2002).

На треугольных диаграммах (рис. 4.8) видно, что хромсодержащий магнетит из жил Южносопчинского участка менее глиноземистый, чем таковые из хромитов и IRUP Бушвельдского комплекса. Тем не менее, их составы так же образуют протяженный тренд Cr→Fe³⁺ (рис. 4.8 А) и компактное поле у вершины Fe²⁺ совместно с вкрапленным Fe–Ti–Cr хромитом северо-западного Бушвельда (Scoon and Eales, 2002).

Начальные изотопные отношения Sr в IRUP в Критической зоне контрастируют с таковыми во вмещающих породах, но близки по этому параметру к Верхней зоне Бушвельдского комплекса. Этот факт, а также сходный состав титаномагнетита в IRUP и в магнетитовых слоях Верхней зоны, позволили предположить, что тела IRUP могли образоваться из остаточных или выделившихся расплавов из Верхней зоны (Scoon and Eales, 2002; и ссылки там). Кроме того, на принадлежность тел IRUP к завершающим стадиям формирования Бушвельдского комплекса, указывают и достаточно высокие содержания титана (рис. 4.8 Б).

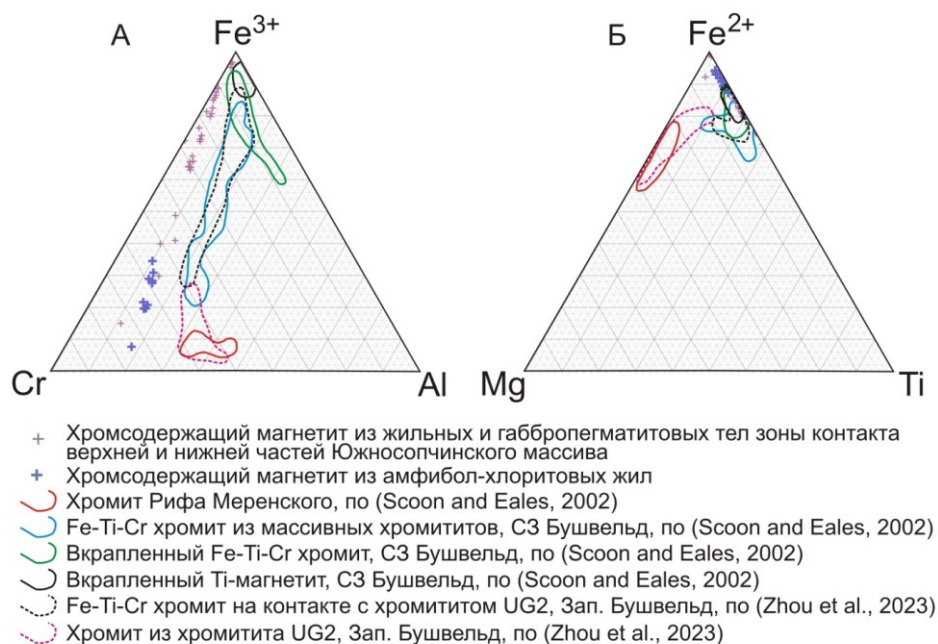


Рис. 4.8. Высокожелезистый и титанистый хромит и хромсодержащий магнетит Мончегорского комплекса и комплекса Бушвельд на диаграммах: А – Al–Cr–Fe³⁺ и Б – Ti–Mg–Fe²⁺

По нашему мнению, жильные тела с высокожелезистым хромитом и хром-содержащим магнетитом Южносопчинского участка, тоже могут быть отнесены к образованиям конечных этапов формирования Мончегорского комплекса.

4.5. О некоторых петрологических аспектах формирования Мончегорского комплекса и его хромового оруденения

Как нами было указано в главе 1, изучение акцессорных хромшпинелидов Мончегорского комплекса может быть достаточно важным инструментом при решении некоторых петрологических проблем. Одним из ключевых дискуссионных вопросов в истории формирования Мончегорского комплекса является происхождение Дунитового блока – крупного тела ультраосновных пород, ограниченного с флангов тектоническими нарушениями и поздними интрузивными телами габброидов, а также вмещающего рудную залежь Сопчеозерского месторождения хрома. Проблема Дунитового блока существует уже не одно десятилетие, поскольку ее решение имеет важные теоретические и практические следствия.

Петрологические следствия сводимы к ответу на вопрос, является ли образование Дунитового блока начальной фазой формирования Мончегорского комплекса, предшествующей образованию его расслоенной серии, или же породы блока являются закономерной частью последней? Практическое значение подобных исследований, безусловно, должно касаться генезиса хромитовых залежей Сопчеозерского месторождения и возможности прогнозирования подобных структур как в пределах Мончегорского комплекса, так и других расслоенных интрузий. Надо сказать сразу, что вопросы генезиса хромовых руд Дунитового блока выходят далеко за рамки настоящей монографии. Что же касается последовательности внедрения различных магматических фаз, сформировавших Мончегорский комплекс, то нам кажется, что приведенные геологические наблюдения и минералого-геохимические данные по акцессорным хромшпинелидам, могли бы несколько усилить одну из рассматриваемых ниже моделей.

Данные по единичным скважинам (например, М-20 и 1651), пробуренным в пределах Сопчеозерского месторождения, показывают, что Дунитовый блок «стратиграфически» залегает на переслаивающихся перидотитах и пироксенитах, которые аналогичны породам одноименной зоны в массиве НКТ. Размеры блока в плане составляют 1.5×3 км; он обладает сложным внутренним строением, его вертикальная мощность варьирует от 100 до 700 м. Геологическое положение Дунитового блока в обобщенном разрезе Мончегорского комплекса и состав его пород могут быть интерпретированы с привлечением двух исключаящих друг друга моделей: 1) формирование циклической единицы в результате притока в камеру порции примитивной магмы (модель «циклической единицы») (Bekker et al., 2016; Smol'kin, Mokrushin, 2022) и 2) захват крупного обломка примитивных кумулатов ультраосновной магмы, представляющей наиболее раннюю фазу Мончегорского комплекса (модель «ксенолита») (Козлов, 1973; Докучаева, 1978; Neračovsky et al., 1997). В зависимости от того, к какой из этих точек зрения склоняется исследователь, не только авторские сценарии формирования интрузива могут существенно отличаться, но и форма представления фактических данных о строении комплекса может быть разной. Обобщенный

разрез Мончеплутона, например, может у одних авторов начинаться с пород Дунитового блока, в то время как у других авторов эти же породы слагают вторую циклическую единицу в разрезе.

Согласно модели «циклической единицы» (Smol'kin, Mokrushin, 2022), Дунитовый блок сформировался в результате дополнительной инъекции примитивной магмы. В основе этой модели лежат две группы наблюдений. Первая группа наблюдений включает несколько скважинных пересечений нижнего контакта Дунитового блока с подстилающими ортопироксенитами и гарцбургитами. В скв. М-20, например, «хорошо сохранившийся первичный контакт» дунитов с подстилающими пятнистыми гарцбургитами расположен на глубине 388.5 м, ниже которой гарцбургиты чередуются с пироксенитами на протяжении более 500 м (Смолькин и др., 2004 а). Отсутствие в керне каких-либо признаков контактовых пород, указывающих на возрастные взаимоотношения дунитов и гарцбургитов, убеждают сторонников этой модели в стратиграфической природе границы между этими породами – в случае «ксеногенной» природы дунитов, гарцбургиты должны были бы иметь закаленную зону, которой не наблюдается. Вторая группа наблюдений состоит из данных о вариациях состава минералов в подстилающих породах и дунитах. В частности, приводятся данные (Смолькин и др., 2004 а), что состав оливина, ортопироксена и хромита закономерно изменяется при переходе через границу между этими породами, не обнаруживая резких скачков состава, ожидаемых в случае ксенолита (данные по нескольким шлифам из 400-метрового фрагмента разреза скв. С-1651). В дополнение к этим наблюдениям, подчеркивается значение так называемого подводящего канала, который, предположительно, послужил проводником для магмы дополнительной инъекции и был вскрыт скв. М-1 (Смолькин и др., 2022).

Изучение Дунитового блока и Сопчеозерского месторождения в последние годы проводилось преимущественно в рамках модели «циклической единицы». Перечислим важнейшие установленные при этом факты. Микрозондовые исследования оливина из хромитов и вмещающих дунитов показали (Смолькин и др., 2004 в): 1) высокую магнезиальность минералов (в хромититах – Fo 95–98, в дунитах – Fo 87–95) и 2) высокое содержание никеля (в хромититах – 0.4–1.1 мас. % NiO, в дунитах – 0.2–0.6 мас. % NiO). Такой состав оливина указывает на примитивный, близкий к коматиитовому состав магмы, из которой кристаллизовались породы Дунитового блока. Важной особенностью оливина из дунитов является широкое развитие двойников давления, которое обусловлено, как предполагается (Смолькин и др., 2004 в), пластическими деформациями в условиях температуры свыше 400°C и давлении свыше 5 кбар (Чернышов, 2001). Установлено, что на Сопчеозерском месторождении по составу и морфологии может быть выделены несколько (до пяти) типов хромита, главные из которых сопоставимы с хромитом расслоенных интрузий Карелии и Финляндии.

Каждый из этих фактов внес свой вклад в пересмотр отношения исследователей к Мончегорскому комплексу не просто как одному из массивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации, но как к крупному интрузиву, который можно сопоставлять с классическими расслоенными массивами, такими как Бушвельдский и Стиллутерский. Более того, выявление хромитового и платинометалльного оруденения в Мончегорском комплексе (Чашин и др., 1999;

Дедюхин и др., 2005; Чащин, Митрофанов, 2014; Чащин, Иванченко, 2022) в дополнение к сульфидным рудам и магнетитовой минерализации (Козлов, 1973; Грошев и др., 2018 а) делает его одной из важнейших природных лабораторий рудогенеза расслоенных интрузий в мире (Karykowski et al., 2016).

Содержание второй модели состоит в том, что Дунитовый блок представляет собой кумулат наиболее ранней магматической фазы Мончеплутона, сохранившийся в виде гигантского ксенолита (модель «ксенолита»). Многие исследователи Мончегорского комплекса придерживались таких представлений как в ранний (Козлов, 1973 и ссылки там), так и в поздний (Chistyakova et al., 2015; Karykowski et al., 2018 a, b) периоды его изучения. Е. К. Козлов, например, относит дуниты (ранее «оливиниты») района Сопчинских озер и глыбы дунитов и перидотитов на северо-восточном склоне горы Сопча к породам первой интрузивной фазы Мончеплутона, аргументируя это тем, что трахитоидность вмещающих пироксенитов обтекает тела дунитов.

В пользу модели «ксенолита», кроме этого, свидетельствуют следующие факты, обсуждавшиеся в предыдущих главах: 1) породы, напоминающие породы Дунитового блока, *in виде слоев* не встречаются ни в северной части массива НКТ, ни в массиве Сопча; 2) изучение обнажений на горе Кумужья показывает, что хромитоносные породы вблизи подошвы пироксенитовой зоны, являются округлыми, редко угловатыми обломками, а не обогащенными хромитом слоями, как считалось по наблюдениям в глыбах на склоне; 3) в пироксенитовой зоне массива Сопча, на его восточном фланге присутствует крупный обломок дунитов, в котором хромит имеет состав, близкий к хромиту из Дунитового блока. Следует особенно подчеркнуть, что ни в одном случае в зоне контакта обломков не наблюдается изменения зернистости вмещающих пород, которое могло бы свидетельствовать об их закалке.

Косвенным подтверждением раннего формирования пород Дунитового блока является история сульфидного насыщения магмы Мончегорского комплекса. Как показывает систематическое изучение концентраций халькофильных элементов по разрезу (Karykowski et al., 2018 a, b), все породы Мончеплутона содержат кумулузные сульфиды ($Pt+Pd > 20$ ppb), исключая породы Дунитового блока. Это подтверждается минералогическими наблюдениями, которые показывают (Смолькин и др., 2004 в), что сульфидные минералы (хизлевудит и др.) и минералы ЭПГ (лаурит) встречаются в Сопчеозерском месторождении только в связи с зонами серпентинизации пород. Следовательно, ранняя примитивная магма, из которой и могли кристаллизоваться дуниты и слои хромититов, была не насыщенной серой. Насыщение серой, по-видимому, наступило позже в результате прогрессирующей контаминации поздних порций магмы.

Совокупность фактических данных и теоретических выкладок в большей мере, на взгляд авторов, соответствует модели «ксенолита» опираясь на которую, таким образом, можно составить подробный сценарий ранней истории формирования Мончегорского комплекса. Согласно этой модели, инициальной стадией формирования Мончегорского комплекса можно считать внедрение в земную кору порции высокомагнезиальной магмы, состав которой мог варьировать от коматиитового до высокомагнезиально-базальтового (Jarvinen et al., 2021). В результате образовалось сравнительно небольшое интрузивное дунитовое тело, содержащее пласт хромитового оруденения. «Коматиитовая» магма по мере взаимодействия с веществом коры и контаминации приобретает черты

бонинитоподобного расплава, который начинает заполнять новую камеру немного выше в коре, образуя кумулаты перидотитовой зоны и зоны переслаивания перидотитов и пироксенитов. Возможно, что переслаивание перидотитов и ортопироксенитов является результатом пульсационного поступления более высокотемпературной «пикритовой» магмы и более вязкой ортопироксенитовой магматической каши. В дальнейшем пульсация прекращается и продолжается процесс заполнения камеры вязкой пироксенитовой магматической кашей, которая при кристаллизации в условиях ламинарного течения продуцирует ортопироксениты НКТ с ярко выраженной линейной текстурой. Под давлением пироксенитовой магматической каши в нижележащем уровне земной коры происходит отрыв дунитового тела и его мелких фрагментов и их перемещение в постепенно растущую камеру Мончеплутона. Положение Дунитового блока, как и других обломков хромитоносных пород, на границе между зоной переслаивания и пироксенитовой зоной или выше по разрезу подтверждают такую последовательность событий. Об этом же говорит линейная текстура пироксенитов в массиве НКТ. Широкое развитие следов пластических деформаций в дунитах (двойники давления в оливине), по-видимому, также связано с давлением нагнетаемой в камеру магматической каши. Разновидностью этого сценария является более сложный для объяснения вариант развития событий: возможно, первоначальный массив кумулатов «коматиитовой» магмы представлял собой временное дно в растущей камере НКТ, полностью разрушенное в ходе дальнейших магматических процессов (рис. 4.9).

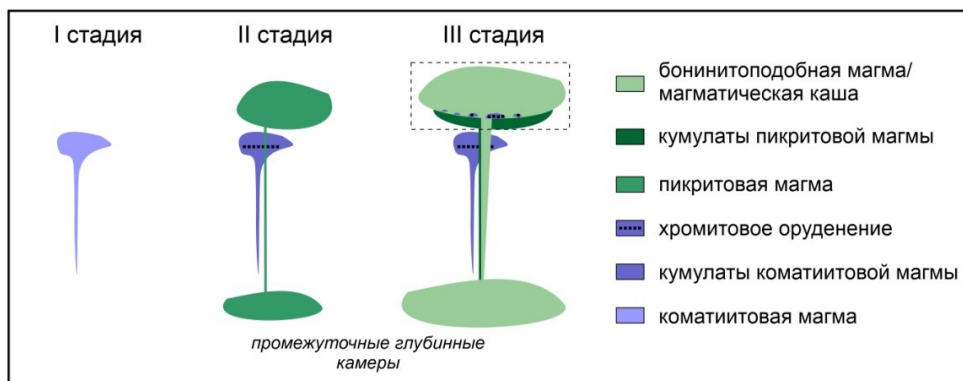


Рис. 4.9. Модель формирования хромитового оруденения в магматической камере массивов НКТ и Сопча (штриховая линия). Вне масштаба.

Свидетельством формирования верхних частей массивов из магматической каши является повсеместное развитие в пироксенитах директивной текстуры, возникшей в результате совместного движения кристаллов ортопироксена и расплава при заполнении камеры. Гипотетический массив кумулатов «коматиитовой» магмы, показанный в данной модели для наглядности, может быть заменен слоем аналогичных пород, образованных в одной постепенно растущей магматической камере

Суммируя полученные результаты, отметим, что расположенные преимущественно в нижней части пироксенитовой зоны хромитоносные породы Мончеплутона, включая а) многочисленные мелкие округлые обломки дунитов и

перидотитов на горе Кумужья; б) мелкие тела дунитов на склонах гор Сопча и Ниттис; в) гигантское тело дунитов, вмещающее Сопчезерское месторождение (Дунитовый блок), являются обломками, которые, по-видимому, были отделены вязкой пироксенитовой магматической кашей или от хромитоносного массива на глубине, или от временного дна камеры Мончегорского комплекса (рис. 4.9).

Авторы далеки от мысли, что представленные материалы по хромшпинелидам Мончегорского комплекса способны поставить точку в полувековом споре о природе Дунитового блока, и надеются на продолжение дискуссии с коллегами по изучению расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов. Возможно, что возобновленное на этих страницах сопоставление «ксенолитовой» и «циклической» моделей вдохновит будущих исследователей на создание третьей генетической модели для Дунитового блока, в которой известные и новые факты будут существовать в диалектическом единстве. Интересно отметить важный петрологический аспект, в котором, несмотря на отдельные разногласия, исследователи все-таки сходятся: расслоенные массивы Мончегорского комплекса, по-видимому, формировались в условиях открытой системы в результате инкрементного поступления магмы в постепенно растущие магматические камеры. Состав магмы достоверно оценить сложно; сильные вариации, предположительно от коматиитовых до толеитовых составов, могут наблюдаться в зависимости от промежуточного очага в коре на глубине. Данные о составе магмы являются необходимым компонентом для установления причин образования хромитовых рудных тел в породах Мончегорского комплекса, чему должно быть посвящено отдельное специализированное исследование.

Заключение

В результате обобщения известных ранее и полученных авторами в ходе собственных исследований данных по особенностям локализации, морфологии и состава хромитовой минерализации Мончегорского расслоенного комплекса, были получены следующие главные результаты.

Акцессорный хромит распространен преимущественно в нижних частях разреза **массивов НКТ и Сопча** – в перидотитовой зоне, в зоне переслаивания перидотитов и пироксенитов и в приподошвенной области пироксенитовой зоны. Повторное появление хромита в разрезе этих массивов ассоциируется с формированием Рудного Пласта 330, связанного с дополнительным внедрением в магматическую камеру примитивного рудноносного расплава. Акцессорный хромит Рудного Пласта 330 более распространен в западной части массива Сопча; его количество постепенно снижается в восточном направлении, что согласуется с представлениями о направлении продвижения магмы дополнительного внедрения. Характерной особенностью хромита является наличие железистых кайм, образованных на позднемагматическом этапе. Составы акцессорного хромита массивов НКТ и Сопча образуют сходные тренды, указывая на кристаллизацию пород этих массивов в условиях одной магматической камеры (камера НКТС).

Наиболее примитивный хромит в пределах камеры НКТС наблюдается в высокомагнезиальных кумулатах (дунитах, перидотитах), распространенных вблизи границы зоны переслаивания и пироксенитовой зоны в виде обломков размером от первых сантиметров до первых километров. Крупнейшим из таких обломков, вероятно, является **Дунитовый блок**, вмещающий Сопчеозерское месторождение. Рудный магнезиохромит ($f = 51.4$, $Cr_2O_3 = 58.7$ %, $TiO_2 = 0.16$ %, $Al_2O_3 = 11.7$ %) отличается от акцессорного хромита из дунитов ($f = 84.6$, $Cr_2O_3 = 46.6$ %, $TiO_2 = 0.65$ %, $Al_2O_3 = 14.0$ %) по своему составу. Механизм образования рудного магнезиохромита требует дальнейших детальных исследований, однако его трудно объяснить простым гравитационно-механическим накоплением акцессорного магнезиохромита. Как рудный магнезиохромит, так и акцессорный хромит из этих обломков характеризуется однородным внутренним строением и не содержит позднемагматических железистых кайм.

Акцессорные хромшпинелиды **массива Нюд-Поаз** представлены только в средней части разреза массива – в породах зоны/горизонта оливинных норитов. Составы этих хромшпинелидов формируют специфический тренд, что, наряду с отсутствием в них позднемагматической зональности, отличает их от хромшпинелидов массивов НКТ и Сопча и указывает на кристаллизацию в условиях отдельной магматической камеры (камера Нюд-Поаз). Таким образом, состав акцессорных хромшпинелидов указывает на целесообразность уточнения оценок состава первичной магмы Мончеплутона, которые, по-видимому, необходимо делать отдельно для каждой из его камер.

Южносопчинский участок дополняет историю хромшпинелидов Мончегорского комплекса несколькими интересными находками. В породах нижней части Южносопчинского массива присутствует акцессорный хромит, близкий по составу к хромиту Мончетундровской интрузии, что подтверждает генетическую связь двух этих образований. Жила хромсодержащего магнетита, обнаруженная авторами около Морошечного озера (блок Верхний Нюд), характеризуется крайне неравномерным его распределением – от сплошной

магнетитовой массы до амфибол-хлоритовой с единичными вкраплениями хромсодержащего магнетита. Мы полагаем, что такие жилы могут являться аналогами обогащенных железом ультрамафитовых пегматитов (iron-rich ultramafic pegmatite, IRUP) в Бушвельде. При замещении хромсодержащего магнетита низкотемпературными силикатными минералами в этих жилах образуется метаморфогенный хромит с содержанием Cr_2O_3 до 40.3 мас. %.

Литература

Опубликованная

1. Барков А.Ю., Никифоров А.А., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э. Новое проявление хромита-магнезиохромита и микровключений минералов Ni и ЭПГ в массиве г. Кумужьей, Мончеплутон, Кольский п-ов. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2015. № 2. С. 63-67.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность магматических процессов. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
3. Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Деленицын А.А. Изотопные U-Pb и Sm-Nd исследования интрузивных и дайковых пород. В кн: *Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 2*. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. (ред.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004. С.5-45.
4. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс). В кн.: *Проблемы магматизма Балтийского щита*. Л.: Наука, 1971. С. 147-153.
5. Галимзянова Р.М., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Федотов Ж.А., Левкович Н.В. Происхождение и U-Pb возраст гранофировых пород Имандровского дифференцированного интрузива (Кольский регион). *Доклады Академии Наук*. 1998. Т. 363. № 6. С. 805–807.
6. Геология медно-никелевых месторождений СССР. Г.И. Горбунов (ред.). Л.: Наука, 1990. 280 с.
7. Горбунов Г.И., Яковлев Ю.Н., Гончаров Ю.В., Горелов В.А., Тельнов В.А. Никеленосные районы Кольского полуострова. В кн: *Медно-никелевые месторождения Балтийского щита*. Отв. ред. Горбунов Г.И., Папунен Х. Часть первая. СССР. Л.: Наука, 1985. С.27-104.
8. Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия. *Геология рудных месторождений*. 2012. Т. 54. №5. С. 416-440.
9. Грошев Н. Ю., Припачкин П. В., Karykowski V. T., Малыгина А. В., Родионов Н. В., Беляцкий Б. В. Генезис магнетитового пласта массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион: данные U–Pb SHRIMP-II датирования метадиоритов. *Геология рудных месторождений*. 2018а. Т. 60. № 6. С. 546–557. <https://doi.org/10.1134/S0016777018060023>
10. Грошев Н.Ю., Припачкин П.В. К вопросу о геологической позиции и платиноносности массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион. *Руды и металлы*. 2018. № 4. С. 4-13. <https://doi.org/10.24411/0869-5997-2018-10008>
11. Грошев Н.Ю., Малыгина А.В., Абрамова В.Д. Магнетитовый пласт в экзоконтакте массива Нюд Мончегорского комплекса: новые генетические ограничения по LA-ICP-MS данным о составе магнетита. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2018б. 15. С. 124-127. <https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.029>

12. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстегнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина, И.П. Петрология сульфидно-магматического рудообразования. Бондаренко В.И. (ред.). М.: Наука, 1988. 231 с.
13. Докучаева В.С., Шолохнев В.В. Новые данные по геологическому строению массива Нюд-Поаз. В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты: КФАН СССР, 1974. С. 88-95.
14. Докучаева, В. С. Дуниты из интрузий перидотит-габброноритового типа в районе Мончегорска. В кн.: Мафит-ультрамафитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты: КФАН СССР, 1978. С. 109–130.
15. Докучаева В.С., Полежаева, Л.И. Хромшпинелиды расслоенных интрузий Мончегорского района (Кольский полуостров). В кн.: Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Яковлев Ю.Н. (ред.). Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. С. 5–24.
16. Иванова Т.Н. Структура массива Нюд-Поаз (Монче-тундра). В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Л.: АН СССР, 1953. С. 87-111.
17. Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. Основные черты строения месторождения Вуручуайвенч. В кн.: Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандии. Проект Интеррег-Тасис N КА-0197. Выпуск 1. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 82–87.
18. Иванченко В.Н., Давыдов, П.С. Месторождения и перспективы МПГ в южной части Мончегорского минерального района: общие особенности геологического строения. В кн.: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии — основа устойчивого развития Севера. Проект Интеррег-Тасис N КА-0197. Выпуск. 2. Митрофанов Ф.П., Ильина М., Жиров Д. (ред.). Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 70–78.
19. Имандра-Варзугская зона карелид. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А., Батиева И.Д., Борисов А.Е., Ветрин В.Р., Волошина З.М., Докучаева. В.С., Жангуров А.А., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Латышев Л.Н., Мележик В.А., Петров В.П., Радченко М.К., Радченко А.Т., Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А. Отв. ред. Горбунов Г.И. Л.: Наука, 1982. 280 с.
20. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Баянова Т.Б., В.И. Пожиленко И.В., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2002. 53 с.
21. Козлов Е.К. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчуайвенч в Мончетундре. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Выпуск. 1. 1958. С. 7-24.
22. Козлов Е.К., Юдин, Б.А., Докучаева, В.С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волче-Лосевых тундр. Л.: Наука: 1967. 166 с.
23. Козлов, Е. К. Природные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 287 с.
24. Конников Е.Г., Орсоев Д.А. О природе ритмично-расслоенного горизонта массива Сопча Мончегорского плутона. *Доклады АН СССР*. 1991. № 3. С. 696–699.
25. Люлько М.С. Геологическое строение участка Лойпишнюн массива Мончетундра. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2009. № 6. С 180–183.

26. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове. *Отечественная геология*. 2005. № 6. С. 52-60.
27. Мирошникова Я.А., Пахомовский Я.А. Жильные тела участка Морошковое озеро (Мончегорский район) и связанное с ними оруденение. *Вестник МГТУ*. 2015. № 18(2). С. 280-286.
28. Мирошникова Я.А., Чернявский А.В., Базай А.В. Рудная минерализация участка Южносопчинский-1 (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров). *ЗРМО*. 2019. № 148(1). С. 38-48. <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1481.03>
29. Мирошникова Я.А. Жильные образования в зоне сочленения Мончегорского плутона и Мончетундровской интрузии (Кольский полуостров, Россия). *Вестник МГТУ*. 2022. № 25(1). С. 27-37. <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2022-25-1-27-37>
30. Мокрушин А.В. Типы, состав и условия формирования хромитовой минерализации расслоенных раннепротерозойских интрузий Балтийского щита. Кандидатская диссертация. Мурманск: Мурманский государственный технический университет, 2005. 155 с.
31. Назимова Ю.В., Райан Г.Дж. Платинометалльные проекты компании «Евразия Майнинг» на Кольском полуострове. В кн.: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Проект Интеррег-Тасис N КА-0197. Выпуск 2. Митрофанов Ф.П., Ильина М., Жиров Д. (ред.). Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 79–88.
32. Нерадовский Ю.Н., Рундквист Т.В., Галкин А.С., Климентьев В.Н. К проблеме платиноносности рудного “пласта-330” г. Сопча и его промышленного использования (Мончеплутон). *Вестник МГТУ*. 2002. Т. 5, № 1. С. 85-91.
33. Нерович Л.И., Баянова, Т.Б., Савченко, Е.Э., Серов, П.А. Мончетундровский массив: геология, петрография, геохронология, геохимия, платинометалльное оруденение (новые данные). В кн.: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии — основа устойчивого развития Севера. Проект Интеррег-Тасис N КА-0197. Выпуск 2. Митрофанов Ф.П., Ильина М., Жиров Д. (ред.). Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 97–112.
34. Николаев Г.С. Окси-, баро-, термометрия шпинелидов: модель SPINMELT-2.0 и методики её применения. Автореф. канд. дисс. Москва, ГЕОХИ РАН, 2024. 27 с.
35. Николаев В.И., Казеннова А.Д., Никольская Н.Е., Сергеев Н.С., Самков В.С., Долгушин С.С., Сержантов Н.Ф. Хромитоносные провинции и месторождения хромовых руд России. Минеральное сырье № 43. М.: ФГБУ ВИМС, 2021. 185 с.
36. Никольская Н.Е., Казеннова А.Д., Николаев В.И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. Минеральное сырье № 42. М.: ФГБУ ВИМС, 2021. 238 с.
37. Орсоев, Д.А. Хромшпинелиды из вкрапленных сульфидных руд расслоенных массивов. *ЗВМО*. 1988. № 2. С. 175–181.
38. Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: изд-во ВГУ, 1989. 224 с.

39. Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Геологическое строение и содержание платиноидов в восточной части пласта Сопча «330» (Мончегорский плутон, Кольский полуостров). *Руды и металлы*. 2007. № 1. С. 44–50.
40. Ракаев А.И., Кулаков А.Н., Пузырев В.А., Чепкаленко Н.А., Мухина Т.Н., Богданович А.В., Самусенко В.И.. Технология обогащения хромовой руды Сопчезерского месторождения. *Обогащение руд*. 2000. № 6. С. 19–23.
41. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Вурсий Г.Л. Некоторые особенности сульфидного платинометалльного оруденения сопчинского пласта «330». *Обогащение руд*. 2007. № 2. С. 34–38.
42. Рундквист Т.В., Припачкин П.В. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский полуостров. *Руды и металлы*. 2009. № 4. С. 15–24.
43. Рундквист Т.В., Мокрушин А.В., Базай А.В., Мирошникова Я.А., Припачкин П.В. Ксенолит хромитсодержащих дунитов Сопчинского массива (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров). *ЗРМО*. 2011б. № 3. С. 99–109.
44. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А. Геологическое строение и особенности локализации платинометалльного оруденения в восточной части Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива (Кольский полуостров). *Руды и металлы*. 2011а. № 5. С. 58–68.
45. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок «Южносопчинский», Кольский полуостров). *Литосфера*. 2012. № 3. С.65–79.
46. Рундквист Т.В., Мокрушин А.В., Хубер М., Припачкин П.В., Базай А.В., Мирошникова Ю.А. Новые данные о составе хромшпинелидов в породах юго-восточной части раннепротерозойского Мончегорского комплекса (Кольский регион). *Вестник КНЦ РАН*. 2018. № 1. С. 50–62.
47. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Базай А.В. Хромшпинелиды в телах-спутниках "Рудного Пласта-330" в верхней части массива Сопча (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров). *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2022а. № 19. с. 318–322. <https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.058>
48. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Мокрушин А.В., Базай А.В. Хромшпинелиды в породах участка «Пентландитовое ущелье» (Мончегорский район, Кольский регион). Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Апатиты, 29 сентября – 3 августа 2022 г. Материалы конференции. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2022б. С. 85–87.
49. Серов П.А., Стешенко Е.Н., Кунакузин Е.Л., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б. Палеопротерозойский хромитоносный интрузив Падос-Тундра (Кольский полуостров): новые SM-ND данные о возрасте ритмично-расслоенной серии. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2018. № 15. С. 323–326. <https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.080>
50. Савельев Д.Е. Происхождение нодулярных текстур на примере хромитов восточной части массива Средний Крака, Южный Урал. *Руды и металлы*. 2013. №5. С. 41–49.
51. Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы. Северо-запад Балтийского щита. *Петрология*. 1997. Т. 5. № 4. С. 394–411.

52. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Орсов Д.А., Оненштеттер Д. Рудоносный расслоенный Мончеплутон. В кн.: Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. (ред.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004а. С. 36–75.
53. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Оненштеттер Д. Габбронорит-анортозитовый комплекс Главного хребта. В кн.: Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. (ред.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004б. С. 75–97.
54. Смолькин В.Ф., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А., Дедюхин А.Н., Мокрушин А.В. Сопчеозерское месторождений хромитовых руд Мончеплутона. В кн.: Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 2. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. (ред.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004в. С. 102–152.
55. Смолькин В.Ф., Ткачев А.В. Эволюция металлогении хромитовых месторождений в геологической истории Земли. *VM-Novitates*. 2019. № 16. С. 172-181. <https://doi.org/10.31343/1029-7812-2019-16-1-172-181>
56. Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Баянова Т.Б., Серов П.А., Арискин А.А. Магмаподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U-Pb и Sm-Nd анализ (Кольский регион, Россия). *Записки Горного института*. 2022. № 255. С. 405-418.
57. Соболев С.Н. Структурно-геохимические свидетельства динамики образования кумулатов в расслоенных интрузивах. Автореф. канд. дисс. М.: ГЕОХИ РАН, 2025. 30 с.
58. Соколова В.Н. Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр (Кольский п-ов). *Советская геология*. 1976. № 6. С. 100–111.
59. Сущенко А.М., Сидельников М.В., Грошев Н.Ю. Петрография ксенолитов хромитсодержащих пород горы Кумужия, Мончегорский комплекс, Россия. *Труды КНЦ РАН*. Серия 1. 2019. Т.10. № 6. С. 248–254.
60. Хромитовый рудник КЕМ1 в Финляндии. Геоуслуги.РФ. Miningexpo.ru [сайт] URL: <https://www.miningexpo.ru/articles/68> (дата обращения 24.04.2025)
61. Чашин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон, Кольский полуостров (Россия). *Геология рудных месторождений*. 1999. № 41. С. 460–468.
62. Чашин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерогения. *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. № 5. С. 231–256.
63. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Массив метабазитов Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров, Россия): геологическое строение, петро-геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расслоенных интрузий. *Петрология*. 2015. Т. 23. № 5. С. 459-489.
64. 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. *Геология рудных месторождений*. 2016. Т. 58. № 1. С. 41–63. <https://doi.org/10.7868/S0016777016010020>

65. Чашин В.В., Петров С.В., Дрогобужская С.В. Малосульфидное платино-палладиевое месторождение Лойпишнун Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия). *Геология рудных месторождений*. 2018. Т. 60. № 5. С. 472–503.

66. Чашин В. В., Баянова Т. Б., Савченко Е. Э., Киселева Д. В., Серов П. А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров. *Петрология*. 2020. № 28(2). С. 150–183. <https://doi.org/10.31857/S0869590320020028>

67. Чашин В.В., Баянова Т.Б. Сопчеозерское хромовое месторождение Мончеплутона: геохимия и U-Pb возраст. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2021. № 18. С. 403–408. <https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.076>

68. Чашин В.В., Петров С.В., Киселева Д.В., Савченко Е.Э. Платиноносность и условия образования сульфидного ЭПГ-Cu-Ni месторождения Ньюд-П Мончегорского плутона, Кольский полуостров, Россия. *Геология рудных месторождений*. 2021. Т. 63. № 2. С. 99–131. <https://doi.org/10.31857/S0016777021020027>

69. Чашин В.В., Савченко Е.Э. Офитовые габбронориты основания массива Кумужья, Мончеплутон: минералогия, петро-геохимия и U-Pb возраст. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2021. № 18. С. 392–396. <https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.074>

70. Чашин В.В., Иванченко В.Н. Сульфидные платинометалльные медно-никелевые и малосульфидные платинопалладиевые руды Мончегорского рудного района (Западный сектор Арктики): геологическая характеристика, минералого-геохимические и генетические особенности. *Геология и геофизика*. 2022. № 63. С. 622–650.

71. Чашин В.В., Баянова Т.Б. Кумулусная стратиграфия, петрохимия и U-Pb возраст расслоенной интрузии Поаз, Мончегорский плутон, Кольский полуостров. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2023. № 20. С. 229–235. <https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.029>

72. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 214 с.

73. Чистяков А.В., Богатиков О.А., Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Овчинникова Г.В. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел: петрологические и изотопно-геохимические данные. *Доклады Академии Наук*. 2000. Т.372. № 2. С. 228–235.

74. Шарков Е.В. О формационной характеристике интрузий габбронорит-лабрадоритов Главного Хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регионального петрографического совещания. И.В. Бельков и К.А. Шуркин (ред.). Л.: Наука, 1971. С. 153–158.

75. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 180 с.

76. Шарков Е.В. “Критический горизонт” Мончегорского плутона – дополнительная интрузивная фаза. *ЗВМО*. 1982. Ч. СХІ. Выпуск. 6. С. 656–663.
77. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Механизмы концентрации элементов платиновой группы в расслоенных интрузиях Кольско-Карельского региона. *Геология рудных месторождений*. 1998. № 40. С. 419–439.
78. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 367 с.
79. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров). *Геология рудных месторождений*. 2014. Т. 56. № 3. С. 171–194. <https://doi.org/10.7868/S0016777014030046>
80. Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland - its structure, mineralogy and geochemistry, with emphase on the distribution of chromium. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 1982. V. 319. 116 p.
81. Alapieti T.T., Kujanpaa J., Lahtinen J.J., Papuen H. The Kemi stratiform chromitite deposit, nothern Finland. *Economic Geology*. 1989. V. 84. P. 1057–1077.
82. Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F., Voitsekhovskiy S.N. Proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield. *Miner. Petrol.* 1990. V. 42. P. 1-22.
83. Alapieti T.T., Lahtinen J.J. Platinum-Group Element Mineralization in Layered Intrusions of Northern Finland and the Kola Peninsula, Russia. In: L.J. Cabri (Ed.). The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special*. 2002. V. 54. P. 507-547.
84. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Res.* 1995. V. 75. P. 31-46.
85. Ariskin A.A., Nikolaev G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibria in mafic igneous systems at atmospheric pressure: 1, Chromian spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 282–292.
86. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of the layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield. *Precambrian Res.* 1993. V.64. N. 1-4. P. 197–205.
87. Barkov A.Yu., Nikiforov A.A., Martin R.F. A novel mechanism of spheroidal weathering: A case study from the Monchepluton layered complex, Kola Peninsula, Russia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2015. V. 87. P. 79–85. <http://dx.doi.org/10.17741/bgsf/87.2.003>
88. Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2279–2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
89. Bekker A., Grokhovskaya T.L., Hiebert R., Sharkov E.V., Bui T.H., Stadnek K.R., Chashchin V.V. & Wing B.A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia. *Mineralium Deposita*. 2016. V. 51(8). P. 1035-1053. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0604-1>

90. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup. *European Journal of Mineralogy*. 2019. V. 31. P. 183–192. <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2788>
91. Campbell I.H. and Murck B.W. Petrology of the G and H chromitite zones in the Mountain View area of the Stillwater Complex, Montana. *Journal of Petrology*. 1993. V. 34. P. 291–316.
92. Chashchin V.V., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P., Serov P.A. Low-Sulfide PGE Ores in Paleoproterozoic Monchegorsk Pluton and Massifs of Its Southern Framing, Kola Peninsula, Russia: Geological Characteristic and Isotopic Geochronological Evidence of Polychronous Ore–Magmatic Systems. *Geol. Ore Deposits*. 2016. V. 58. P. 37–57. <https://doi.org/10.1134/S1075701516010025>
93. Chashchin V.V., Savchenko Ye.E. Cumulus and Post-Cumulus Evolution of Chrome-Spinel Compositions in the “Ore Horizon330” Rocks from the Sopcha Massif of the Paleoproterozoic Layered Monchegorsk Pluton, Kola Peninsula, Russia. *Mineral. Petrol.* 2021. V. 115. P. 557–575. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00756-w>
94. Chashchin V.V., Petrov S.V. Platinum-Group Minerals and the Genesis of the Sulfide PGE-Cu-Ni Deposit “Ore Horizon 330” of the Monchegorsk Pluton, Kola Region, Russia. *J. Geochemical Explor.* 2023. V. 255. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107328>
95. Chashchin V., Sergeev S. The Olivine Horizon of the Layered Monchegorsk Pluton (Kola Region, Russia): Additional Magma Injection Based on Integrated Geological and Geochronological Data. *Geosciences*. 2023. V. 13. P. 344. <https://doi.org/10.3390/geosciences13110344>
96. Chashchin V.V., Savchenko Y.E., Sergeev S.A. Mineralogy, petrogenesis, and SHRIMP U–Pb age of the «Ore Horizon 330» sulfide PGE-Cu-Ni deposit from the Paleoproterozoic layered Monchegorsk pluton, Kola Region, Russia. *Mineral. Petrol.* 2025. V. 119. P. 49–71. <https://doi.org/10.1007/s00710-025-00886-5>
97. Chistyakov A.V., Sharkov E.V., Belyatsky B.V. The largest European Early Paleoproterozoic layered complex Burakovsky (Southern Karelia, Russia) as a combination of two intrusions of different ages: evidence from petrological and isotopic data. SVEKALAPKO An EUROPROBE Project. 4th Workshop, Lammi, Finland, 18-21.11.1999. Abstracts. Institute of Geosciences, Oulu, Finland. 1999. P. 17.
98. Chistyakov A.V., Sharkov E.V., Grokhovskaya T.L., Bogatkov O.A., Muravitskaya G.N., Grinevich, N.G. Petrology of the Europe-largest Burakovka early Paleoproterozoic layered pluton (Southern Karelia, Russia). *Russian Journal of Earth Sciences*. 2002. V. 4. P. 35–75. <https://doi.org/10.2205/2002ES000080,2002>
99. Chistyakova S., Latypov R., Zaccarini F. Chromitite dykes in the Monchegorsk layered intrusion, Russia: In situ crystallization from chromite-saturated magma flowing in conduits. *Journal of Petrology*. 2015. V. 56. P. 2395–2424. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv079>
100. Evans, B.W.; Frost, B.R. Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. P. 959–972.
101. Grebnev R.A., Rundkvist T.V., Pripachkin P.V. Geochemistry of the mafic rocks of the PGE-bearing Vurechuaivench massif (Monchegorsk complex, Kola region). *Geochemistry*. 2014. V. 9. P. 791–806. <https://doi.org/10.1134/S0016702914070027>
102. Groshev N. Yu., Pripachkin P. V., Karykowski B. T., Malygina A. V., Rodionov N. V., and Belyatsky B. V. Genesis of a Magnetite Layer in the Gabbro-10 Intrusion, Monchegorsk Complex, Kola Region: U–Pb SHRIMP-II dating of

- metadiorites. *Geol. Ore Deposits*. 2018. V. 60. N. 6. P. 486–496. <https://doi.org/10.1134/S1075701518060028>
103. Grokhovskaya T.L., Ivanchenko V.N., Karimova O.V., Griboedova I.G., Samoshnikova L.A. Geology, mineralogy, and genesis of PGE mineralization in the South Sopcha massif, Monchegorsk complex, Russia. *Geol. Ore Deposits*. 2012. V. 54. P. 347–369. <https://doi.org/10.1134/S1075701512050029>
104. Huhma H., Cliff R.A., Perttunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: The Perapohia schist belt in Northern Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 369–379.
105. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 1. Theory. *Can. J. Earth Sci.* 1965. V. 2. P. 648–672.
106. Jarvinen V., Halkoaho T., Konnunaho J., Heinonen J. S., & Ramo O. T. The basal dunite of the Precambrian mafic-ultramafic Narankavaara intrusion: Petrogenetic considerations and implications to exploration. *Mineralogy and petrology*. 2021. V. 115(1). P. 37–61. <https://doi.org/10.1007/s00710-020-00725-9>
107. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. N. 4. P. 655–671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
108. Karykowski B.T., Maier W.D., Pripachkin P.V., Groshev N.Y. The Monchegorsk Layered Complex – a natural laboratory for mineral deposit types associated with layered intrusions. *Applied Earth Science*. 2016. V. 152(2). P. 87. <https://doi.org/10.1080/03717453.2016.1166642>
109. Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia. *Economic Geology*. 2018a. V. 113. N. 4. P. 911–935. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4576>
110. Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Yu., Barnes S.-J., Pripachkin P.V., McDonald I. Origin of Reef-Style PGE Mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia. *Economic Geology*. 2018b. V. 113. N. 6. P. 1333–1358. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4594>
111. Langa M.M., Jugo R.G., Leybourne M.I., Grobler D.F., Adetunji J., Skogby H. Chromite chemistry of a massive chromitite seam in the northern limb of the Bushveld Igneous Complex, South Africa: correlation with the UG-2 in the eastern and western limbs and evidence of variable assimilation of footwall rocks. *Mineralium Deposita*. 2021. V. 56. P. 31–44. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-00964-y>
112. Latypov R., Chistyakova S., Barnes, S.J. *et al.* Chromitite layers indicate the existence of large, long-lived, and entirely molten magma chambers. *Scientific Reports*. 2022. V. 12. P. 4092. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-08110-6>
113. Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifere. Implications petrogenetiques: Teneur en chrome des spinelles. *Bulletin de Minéralogie*. 1982. V. 105. P. 197–202. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1982.7605>
114. Mokrushin A.V., Smol'kin V.F. Chromite Mineralization in the Sopchezero Deposit (Monchegorsk Layered Intrusion, Fennoscandian Shield). *Minerals*. 2021. V. 11. P. 772. <https://doi.org/10.3390/min11070772>

115. Mukherjee R., Latypov R., Balakrishna A. An intrusive origin of some UG-1 chromitite layers in the Bushveld Igneous Complex, South Africa: Insights from field relationships. *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 90. P. 94–109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.008>
116. Mutanen T. Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions and the Keivitsa – Satovaara layered complex, Northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 1997. V. 395. 233 p.
117. Mutanen T., Huhma H. U-Pb geochronology of the Koitelainen, Akanvaara and Keivitsa layered intrusions and related rocks. In: M. Vaasjoki (Ed.). Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. *Geological Survey of Finland, Special Paper 33*. 2001. P. 229-246.
118. Naldrett A.J., Wilson A., Kinnaird J., Yudovskaya M., Chunnett G. The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints. *Mineralium Deposita*. 2012. V. 47. P. 209–232. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0366-3>
119. Neradovsky Y.N., Borisova V.V., Sholokhnev V.V. The Monchegorsk Layered Complex and Related Mineralization. Ore Deposits of the Kola Peninsula, North-western Russia. In: Research and Exploration - Where Do They Meet? 4th Biennial SGA Meeting, August 11-13, 1997. Turku, Finland. Excursion Guidebook B4 Geological Survey of Finland. Gueide 45. SGA: Turku, Finland, 1997. P. 27–31.
120. Nikolaev G.S., Ariskin A.A., Barmina G.S. SPINMELT-2.0: Simulation of spinel-melt equilibrium in basaltic systems under pressures up to 15 kbar: I. Model formulation, calibration, and tests. *Geochemistry International*. 2018. V. 56. P. 24–45. <https://doi.org/10.1134/S0016702918010044>
121. Ophiolitic chromitite. Luobusa, southern Tibet. Rock of the Month #205, posted for July 2018. Turnstone.ca [сайт] URL: <https://turnstone.ca/rom205lc.htm> (дата обращения 02.09.2025)
122. Pagé Ph., Barnes S-J., Zientek M.L. Formation and evolution of the chromitites of the Stillwater Complex: a trace element study. In: Let's Talk Ore Deposits. 11th SGA Biennial Meeting. 26-29th September 2011 Antofagasta, Chile. 2011. P. 67-680.
123. Pripachkin P.V., Neradovsky Yu.N., Fedotov Zh.A., Nerovich L.I. The Cu-Ni-PGE and Cr Deposits of the Monchegorsk Area, Kola Peninsula, Russia. In: Ni-Cr-RGE Deposits of Finland and the Kola Peninsula (Excursion Guidebook FINRUS). Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting “Mineral Deposit Research for High-Tech World”. Uppsala, Sweden, 12–15 August 2013. Hanski E., Maier W. (Eds.). Elanders Sverige AB: Uppsala, Sweden, 2013. P. 41–80.
124. Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Miroshnikova Ya.A., Chernyavsky A.V., Borisenko E.S. Geological Structure and Ore Mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 Massifs and the Moroshkovoe Lake Target, Monchegorsk Area, Kola Peninsula, Russia. *Mineralium Deposita*. 2016. V. 51. P. 973–992. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0605-0>
125. Pripachkin P., Rundkvist T., Groshev N., Bazai A., Serov P. Archean rocks of the diorite window block in the southern framing of the monchegorsk (2.5 Ga) layered mafic-ultramafic complex (Kola Peninsula, Russia). *Minerals*. 2020. V. 10. P. 848. <https://doi.org/10.3390/min10100848>
126. Pripachkin P., Rundkvist T., Mokrushin A., Bazai A. Monchegorsk Mafic–Ultramafic Layered PGE-Bearing Complex (2.5 Ga, Kola Region, Russia): On

the Problem of Relationships between Magmatic Phases Based on the Study of Cr-Spinels. *Minerals*. 2024. V 14. P. 856. <https://doi.org/10.3390/min14090856>

127. Rundkvist T.V., Balashov Yu.A., Skublov S.G., Pripachkin P. V. and Grebnev R. A. Geochemistry and U–Pb Age of Zircons from the Vurechuaivench Massif, Monchegorsk Complex, Kola Region. *Geol. Ore Deposits*. 2016. V. 58. N. 7. P. 525–535. <https://doi.org/10.1134/S1075701516070102>

128. Rundkvist T.V., Pripachkin P.V., Bazai A.V. Plagioclase composition in rocks of PGE-bearing layered series in the Vurechuaivench massif, Monchegorsk complex, Kola region. *Geol. Ore Deposits*. 2018. V. 60. N. 8. P. 736–743. <https://doi.org/10.1134/S1075701518080081>

129. Rundkvist T., Pripachkin P. Accessory Cr-Spinels in the Section of the Nude-Poaz Massif in the Monchegorsk (2.5 Ga) Mafic-Ultramafic Layered Complex (Kola Peninsula, Russia): Comparison with Ore-Forming Chromites. *Minerals*. 2021. V. 11. P. 602. <https://doi.org/10.3390/min11060602>

130. Sack R.O. Spinels as petrogenetic indicators: Activity–composition relations at low pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V 79. P. 169–186.

131. Sack R.O., Ghiorso M. Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological applications. *American Mineralogist*. 1991. V. 76. P. 827–847.

132. Scoon R.N. and Eales H. V. Unusual Fe-Ti-Cr spinels from discordant bodies of iron-rich ultramafic pegmatite at the Amandelbult Platinum mine, northwestern Bushveld Complex. *Mineralogical Magazine*. 2002. V. 66(6). P. 857–879.

133. 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. V.10. P. 186. <https://doi.org/10.3390/min10020186>

134. Sharkov E.V., Smol'kin V.F., Belyatskii V.B., Chistyakov A.V., Fedotov Zh.A. Age of the Moncha Tundra fault, Kola Peninsula: Evidence from the Sm–Nd and Rb–Sr isotopic systematics of metamorphic assemblages. *Geochemistry International*. 2006. V. 44. P. 317–326. <https://doi.org/10.1134/S001670290604001X>

135. Sharkov E.V., Chistyakov A.V. Geological and Petrological Aspects of Ni-Cu-PGE Mineralization in the Early Paleoproterozoic Monchegorsk Layered Mafic-Ultramafic Complex, Kola Peninsula. *Geol. Ore Deposits*. 2014. V. 56. P. 147–168. <https://doi.org/10.1134/S1075701514030040>

136. Smol'kin V.F., Mokrushin A.V. Paleoproterozoic Layered Intrusions of the Monchegorsk Ore District: Geochemistry and U–Pb, Sm–Nd, Re–Os Isotope Analysis. *Minerals*. 2022. V. 12. P. 1432. <https://doi.org/10.3390/min12111432>

137. Spandler C., Mavrogenes J., Arculus R. Origin of chromitites in layered intrusions: Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex. *Geology*. 2005. V. 33. N 11. P. 893–896. <https://doi.org/10.1130/G21912.1>

138. Teigler B. and Eales ILV. Correlation between chromite composition and PGE mineralization in the Critical Zone of the western Bushveld Complex. *Mineralium Deposita*. 1993. V. 28. P. 291–302.

139. Zhou (周浩阳), H., Trumbull, R.B., Veksler, I.V. et al. The effects of iron-rich ultramafic pegmatite on the composition and mineralogy of the UG2 chromitite: a case study in the western Bushveld Complex, South Africa. *Mineralium Deposita*. 2023. V. 58. P. 1005–1021. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01167-x>

Фондовая

1. Войтехович В. С. (отв. исп.). Войтехович В. С., Станюлис А. Л., Ерохов С. П., Гроховская Т. Л., Озерьянская Е. В., Припачкин П. В., Ефимов А. А., Жадрицкий В. Л., Рожкова Н. Т., Рундквист Т. В., Аникеев С. Н., Смирнова Е. Н., Воргачева Е. Ю., Шаранков В. П., Станюлене С. В., Войтехович М. А., Клевцова Т. П., Синицкая Т. К. Информационный отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы в Мончегорском районе (Мончегорский и Мончетундровский массивы) в 1999–2002 гг. Книга 1. Мончегорск: ОАО ЦКЭ, 2002. 236 с.
2. Горбунов Г. И. (отв. исп.). Горбунов Г. И., Докучаева В. С., Борисова В. В., Радченко М. К. и др. Формационный анализ базит-гипербазитов средней части Кольского полуострова. Заключительный отчет по разделу 4 темы 11-76-IV «Формации базит-гипербазитов Кольского полуострова и их металлогения» в 3-х томах. Том 1. Апатиты. НА ФИЦ КНЦ РАН. Ф. 2. Оп. 17. Д. 847. 1980. 168 с.
3. Дедюхин А. Н. (отв. исп.). Дедюхин А. Н., Ильин А. А., Озерьянский В. В., Шолохнев В. В., Семашко С. В., Ракаев А. И., Решетняк С. П., Кулаков А. Н., Чепкаленко Н. А., Билин А. Л., Зайцева Е. Н., Варюхина И. М., Афанасьев Б. В., Смолькин В. Ф., Нерадовский Ю. Н., Федотов Ж. А., Мелихова Г. С., Волков Н. А., Пак Э. К., Андреева З. И. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на хромовые руды и другие полезные ископаемые на Сопчеозерском рудопроявлении в 1995–2000 гг. РАО Норильский никель, ОАО Комбинат Североникель. Книга 1. Мончегорск, 2000. 299 с.
4. Дедюхин А. Н. (отв. исп.). Дедюхин А. Н., Гончаров С. В., Озерьянский В. В., Федотов Ж. А., Волков Н. А., Мысов С. В., Цымбал Т. Ф., Никитичев А. П., Товстенко Ю. Г., Ломакин П. Ф., Хашковская Т. Н., Кнауф В. В., Решетняк С. П., Фаныгин А. С., Сохарев В. А., Костюк Ю. В., Венедиктов А. П., Ракаев А. И., Кулаков А. Н., Чепкаленко Н. А., Морозова Т. А., Мелихова Г. С., Нечаева Е. Ф., Беляева Т. В., Татарская О. Н., Катранова О. Г. Отчет о результатах оценочных и разведочных работ на Сопчеозерском месторождении хромовых руд за 1999–2002 г. ОАО ГМК Норильский никель, ОАО Кольская ГМК. Книга 1. Мончегорск, 2005. 337 с.
5. Иванченко В. Н. (отв. исп.). Иванченко В. Н., Фролова А. А., Чашин В. В., Поляков А. Б., Печенкин М. М., Белевская Е. С., Погодин Д. А., Антонова Е. К. Информационный отчет о результатах оценочных работ на МПГ на южном фланге месторождения Вуручуйвенч, оценочных работ на МПГ на рудопроявлении Южносопчинское и доразведка месторождения медно-никелевых руд Пласт «330» в Мончегорском рудном районе в 2007–2009 гг. ООО Печенгагеология. Книга 1. Апатиты, 2009. 192 с.
6. Мельников А. А. (отв. исп.). Мельников А. А., Грищенко Т. С., Мысов С. В., Панчищина В. А., Катранова О. Г., Рыженко В. М., Чернов А. Б., Малахова М. Н., Минакова Н. Ф., Фаныгина Т. И. Отчет о поисковых работах на хромовые руды, МПГ и другие полезные ископаемые, выполненные в пределах Умбареченского массива в 2000–2003 гг. ОАО МГРЭ. Книга 1. Апатиты, 2003. 175 с.
7. Шашкин В. М. (отв. исп.) Отчет о поисковых и оценочных работах на Тягозеро-Аганозерском участке недр в Пудожском районе Республики Карелия в 2001–2006 гг. и ТЭО временных кондиций участка Кукручей Шалозерского рудопроявления. ЗАО «Норит». М., 2006.

Приложения

Таблица 1. Представительные анализы оливина из пород массива НКТ

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ обр.	1-1-21 1	1-2-21 1	1-3-21 1	2-1-21 1	2-1-21 2	2-2-21 1
Компоненты. мас. %						
SiO ₂	39.58	39.62	40.57	39.58	39.75	40.90
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	н.о.	н.о.
FeO _{общ}	14.27	13.97	13.92	13.49	13.91	13.73
MnO	0.23	0.14	0.19	0.19	0.24	0.19
MgO	44.66	45.35	45.34	45.62	45.21	45.54
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	0.07	н.о.	н.о.
NiO	0.30	0.32	0.34	0.33	0.32	0.31
Сумма	99.04	99.40	100.36	99.31	99.43	100.67
Коэффициенты в формулах (расчёт на 4 атома кислорода)						
Si	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.01
Fe	0.30	0.29	0.29	0.28	0.29	0.28
Mn	–	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.68	1.70	1.68	1.71	1.70	1.68
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Содержание форстеритового минала						
Fo.%	84.8	85.4	85.3	85.9	85.4	85.7

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ обр.	3-1-21 1	3-2-21 1	Ku-1 1	Ku-2 1	Ku-5 1	9427 - 1700
Компоненты. мас. %						
SiO ₂	40.74	39.71	39.80	39.75	39.97	39.18
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.п.о
FeO _{общ}	13.56	13.27	12.64	13.29	13.22	18.27
MnO	0.19	0.20	0.20	0.26	0.17	0.13
MgO	46.06	45.64	46.51	47.03	46.56	42.81
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.п.о.
NiO	0.34	0.33	0.31	0.33	0.35	0.24
Сумма	100.89	99.15	99.45	100.65	100.27	100.64
Коэффициенты в формулах (расчёт на 4 атома кислорода)						
Si	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99
Fe	0.28	0.28	0.26	0.28	0.28	0.39
Mn	–	–	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	1.70	1.71	1.73	1.74	1.73	1.62
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Содержание форстеритового минала						
Fo.%	85.9	85.9	86.8	86.3	86.3	80.7

Примечание. 1–8 – оливин из плагиопироксенитов (1–3) и гарцбургитов (4–8), отвалы шахты № 5; 9–11 – оливин из гарцбургитов, западный склон горы Кумужья; 12 – оливин из гарцбургита, участок Пентландитовое ущелье. н.о. – компонент не определялся. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 2. Представительные анализы оливина из глыб № 1 и № 2 на горе Кумужья

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	5-24 1 1	5-24 1 2	8-24 1	8-24 2	4-24 1 1	4-24 1 2	7-24 1	7-24 2
Глыба	№ 1	№ 1	№ 2	№ 2	№ 1	№ 1	№ 2	№ 2
Компоненты. мас. %								
SiO ₂	40.00	39.96	40.56	40.52	40.28	39.64	40.61	40.18
FeO _{общ}	13.00	13.08	13.06	13.13	10.13	11.61	9.56	11.25
MnO	0.20	0.19	0.17	0.17	0.18	0.10	0.16	0.16
MgO	45.95	45.85	46.66	45.68	48.45	47.87	48.07	46.37
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.07	0.06
NiO	0.37	0.38	0.34	0.34	0.35	0.35	0.40	0.36
Сумма	40.00	39.96	40.56	40.52	40.28	39.64	40.61	40.18
Коэффициенты в формулах (расчёт на 4 атома кислорода)								
Si	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	0.99	1.01	1.01
Fe	0.27	0.27	0.27	0.27	0.21	0.24	0.20	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.72	1.71	1.72	1.70	1.79	1.78	1.78	1.74
Ca	–	–	–	–	–	–	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Содержание форстеритового минала								
Fo.%	86.4	86.2	86.4	86.1	89.5	88.0	90.0	88.0

Примечание. 1–4 – оливин из оливиновых ортопироксенитов, вмещающих ксенолиты магнезиохромитоносных пород в глыбах на горе Кумужья; 5–8 – оливин из ксенолитов магнезиохромитоносных пород в глыбах на горе Кумужья. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 3. Представительные анализы оливина из пород массива Нюд-Поаз (нижняя часть разреза)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ обр.	9-24 1	10-24 1	11-24 2 1	12-24 1	27-24 1	29-24 1
Компоненты. мас. %						
SiO ₂	38.94	40.37	39.78	39.63	38.76	39.25
FeO	14.83	16.24	15.09	15.55	16.68	14.15
MnO	0.21	0.25	0.24	0.23	0.24	0.20
MgO	45.94	43.26	44.93	43.13	42.66	45.18
NiO	0.27	0.29	0.30	0.31	0.28	0.33
Сумма	100.19	100.41	100.34	98.87	98.62	99.11
Коэффициенты в формулах (расчёт на 4 атома кислорода)						
Si	0.98	1.01	1.00	1.01	1.00	0.99
Fe	0.31	0.34	0.32	0.33	0.36	0.30
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	1.71	1.62	1.68	1.64	1.64	1.70
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	3.02	2.99	3.00	2.99	3.00	3.01
Содержание форстеритового минала						
Fo.%	84.5	84.3	84.2	83.2	82.0	85.1

Таблица 4. Представительные анализы оливина из дунитового тела в восточной части г. Сопча

№ п/п № обр.	1 М-9-1	2 М-9-2	3 М-9-3	4 М-9-4	5 М-9-5
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	40.67	40.88	41.42	40.85	40.63
Al ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.02	н.п.о.	н.п.о.
FeO _{общ}	6.63	6.80	6.36	6.65	6.42
MnO	0.15	0.14	0.14	0.11	0.12
MgO	50.27	50.38	50.95	50.47	50.81
CaO	0.02	0.05	0.03	0.04	0.03
NiO	0.50	0.48	0.53	0.47	0.47
ZnO	н.п.о.	0.02	0.02	н.п.о.	0.02
Cr ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.03	0.05	0.06
Сумма	98.23	98.74	99.49	98.64	98.55
Коэффициенты в формулах (расчёт на 4 атома кислорода)					
Si	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00
Al	–	–	0.00	–	–
Fe	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.85	1.84	1.84	1.85	1.86
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	–	–	0.00	0.00	0.00
Содержание форстеритового минала					
Fo.%	93.1	93.0	93.5	93.1	93.4

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 5. Представительные анализы оливина из пород массива Южносопчинский (нижняя зона)

№ п/п № обр.	1 1826/21.1	2 1826/172.1	3 Jus-8-1	4 Jus-8-1-2 1
Компоненты, мас. %				
SiO ₂	38.47	39.94	39.21	40.72
Al ₂ O ₃	н.п.о	н.п.о	0.05	н.п.о
FeO	21.38	15.72	13.87	13.62
MnO	0.28	0.24	0.19	0.21
MgO	40.40	43.88	45.65	45.83
CaO	0.05	0.09	н.п.о	н.п.о
NiO	0.29	0.34	0.33	0.36
Сумма	100.86	100.21	99.31	100.74
Коэффициенты в формулах (расчёт на 4 атома кислорода)				
Si	0.99	1.01	0.99	1.01
Al	–	–	0.00	–
Fe	0.46	0.33	0.29	0.28
Mn	0.01	0.01	0.00	–
Mg	1.55	1.65	1.72	1.69
Ca	0.00	0.00	–	–
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	–	0.33	–	–
Содержание форстеритового минала				
Fo.%	77.1	83.2	85.4	85.8

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 6. Результаты химического анализа оливина из различных частей Мончегорского комплекса, по данным (Горбунов и др., 1980)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Компоненты, мас. %								
SiO ₂	41.09	41.25	40.85	40.44	40.49	40.23	40.40	41.08
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.05	0.05	0.05	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	0.42	0.51	0.56	0.37	0.52	0.26	0.22	0.20
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.06	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.47	0.72	0.37	0.90	1.24	1.00	1.71	1.61
FeO	5.83	5.92	12.23	11.94	12.54	14.93	14.84	15.14
MnO	0.10	0.10	0.21	0.16	0.15	0.17	0.18	0.18
MgO	50.08	50.26	44.34	45.39	43.44	43.11	40.64	41.04
CaO	0.10	0.00	0.21	0.00	0.27	0.00	0.20	0.00
NiO	0.46	0.45	0.35	0.40	0.36	0.26	0.26	0.27
Na ₂ O	0.06	0.07	0.15	0.07	0.00	0.00	0.12	0.12
K ₂ O	0.05	0.06	0.07	0.01	0.00	0.06	0.16	0.06
H ₂ O ⁻	0.14	0.07	0.02	0.15	0.00	0.00	0.22	0.12
H ₂ O ⁺	0.49	0.17	0.47	0.00	0.00	0.39	0.50	0.30
CoO	0.003	0.009	0.000	0.030	0.020	0.01	0.00	0.00
CuO	0.000	0.003	0.016	0.020	0.000	0.01	0.00	0.00
S	0.08	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01
Сумма	99.42	99.65	99.94	99.95	99.13	100.48	99.54	100.20
Содержание форстеритового минала								
Fo, %	93.5	93.2	86.4	86.5	85.1	83.1	81.7	81.7

Примечание. 1 – оливин из дунита. скв. 109а. глубина 102.0 м, Дунитовый блок; 2 – оливин из дунита. скв. 765. глубина 1511.8 м, Дунитовый блок; 3 – оливин из оливинита расслоенного комплекса Мончеплутона (НКТ). скв. 1061; 4 – оливин из гарцбургита расслоенного комплекса Мончеплутона (НКТ). скв. 1063. глубина 62.0 м; 5 – оливин из плагиогарцбургита расслоенного комплекса Мончеплутона (НКТ), скв. 791, глубина 1080 м; 6 – оливин из оливинового норита, массив Нюд (терраса), скв. 780. глубина 106.0 м; 7 – оливин из оливинового норита, массив Нюд (терраса), скв. 952, глубина 450.6 м; 8 – оливин из мезократового норита, массив Нюд (терраса), скв. 952, глубина 450.6 м. Определение компонентов выполнено методом полного силикатного анализа в химико-аналитической лаборатории Геологического института КНЦ РАН (КФАН СССР) (Горбунов и др., 1980).

Таблица 7. Представительные анализы ортопироксена из глыб № 1 и № 2 на горе Кумужья

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	4-24 1 1	4-24 1 2	7-24 1	7-24 2	5-24 1 1	5-24 1 2	8-24 1	8-24 2
Компоненты, мас. %								
Глыба	№ 1	№ 1	№ 2	№ 2	№ 1	№ 1	№ 2	№ 2
SiO ₂	55.22	56.29	57.53	57.72	55.19	55.41	56.53	56.46
TiO ₂	0.07	0.06	0.06	0.07	0.10	0.07	н.п.о.	0.08
Al ₂ O ₃	1.52	1.47	1.62	1.52	1.40	1.35	1.67	1.62
Cr ₂ O ₃	0.78	0.72	0.71	0.75	0.71	0.60	0.75	0.85
V ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.69	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
FeO _{общ}	7.58	7.17	7.53	7.26	8.38	8.27	8.52	8.45

MnO	0.21	0.21	0.15	0.15	0.19	0.18	0.16	0.17
MgO	32.18	31.90	30.43	31.33	30.76	30.68	30.96	31.09
CaO	1.91	2.03	2.07	1.89	1.92	1.75	1.69	1.72
NiO	0.09	0.09	0.08	0.10	0.07	0.08	н.п.о.	0.12
Сумма	99.55	99.94	100.19	100.79	98.72	98.40	100.29	100.57
Коэффициенты в формулах (расчет на 6 атомов кислорода)								
Mg	1.69	1.66	1.57	1.61	1.63	1.63	1.61	1.61
Fe	0.22	0.21	0.00	0.21	0.25	0.25	0.25	0.25
Ca	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	–	0.00
Mn	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.22	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	–	0.00
Si	1.94	1.96	2.00	1.99	1.96	1.97	1.97	1.97
Al	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07
Содержание миналов								
En	85.1	85.3	95.1	85.2	83.5	83.9	83.8	83.9
Fs	11.3	10.8	0.2	11.1	12.8	12.7	12.9	12.8
Wo	3.6	3.9	4.7	3.7	3.7	3.5	3.3	3.3

Примечание. 1–4 – ортопироксен из ксенолитов магнезиохромитоносных пород в глыбах на горе Кумужья; 5–8 – ортопироксен из оливиновых ортопироксенитов, вмещающих ксенолиты магнезиохромитоносных пород в глыбах на горе Кумужья. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 8. Представительные анализы ортопироксена из пород массива НКТ и участка Пентландитовое ущелье

№ п/п	1	2	3	4	5
№ обр.	Ku-1 1	Ku-2 1	Ku-5 1	Ku-5 2	9427–1700
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	54.86	55.47	54.13	54.61	55.36
TiO ₂	0.11	0.11	0.16	0.08	0.15
Al ₂ O ₃	1.86	1.67	1.83	1.59	1.47
Cr ₂ O ₃	0.69	0.65	0.94	1.00	0.52
V ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
FeO _{общ}	8.05	8.52	8.43	8.44	11.24
MnO	0.18	0.23	0.18	0.18	0.24
MgO	32.93	30.16	31.08	31.88	29.85
CaO	1.78	1.96	1.98	1.66	2.09
NiO	0.08	н.п.о.	0.08	0.09	0.06
Сумма	100.54	98.76	98.81	99.53	100.98
Коэффициенты в формулах (расчет на 6 атомов кислорода)					
Mg	1.71	1.59	1.65	1.68	1.57
Fe	0.24	0.25	0.25	0.25	0.33
Ca	0.07	0.08	0.08	0.06	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01
Ni	0.00	–	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	–	0.04	–	–	–
Si	1.91	1.97	1.93	1.93	1.95

Al ^{IV}	0.08	0.03	0.08	0.07	0.05
Содержание миналов					
En	85.0	82.9	83.5	84.3	79.3
Fs	11.7	13.2	12.7	12.5	16.8
Wo	3.3	3.9	3.8	3.2	4.0

Примечание. 1–4 – ортопироксен из гарцбургитов, западный склон горы Кумужья; 5 – ортопироксен из гарцбургита, участок Пентландитовое ущелье. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 9. Представительные анализы ортопироксена из массива Сопча

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ обр.	С-10 3	С-17а 1	С-24а 1	С-24б 1	С-41 1	15-24 1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	55.90	57.32	54.44	55.75	53.65	56.39
TiO ₂	0.07	0.11	0.09	0.07	0.14	0.18
Al ₂ O ₃	1.78	1.58	1.60	1.53	1.67	1.57
Cr ₂ O ₃	0.65	0.61	0.75	0.71	0.65	0.63
FeO _{общ}	9.26	9.84	9.46	8.94	9.72	10.02
MnO	0.24	0.23	0.18	0.20	0.21	0.20
MgO	30.56	28.62	30.24	29.92	31.89	28.93
CaO	2.40	1.82	1.88	1.86	1.95	2.09
NiO	0.09	0.08	0.09	0.11	0.09	0.10
Сумма	100.96	100.19	100.00	99.08	99.96	100.10
Коэффициенты в формулах (расчёт на 6 атомов кислорода)						
Mg	1.59	1.49	1.61	1.58	1.69	1.52
Fe	0.27	0.29	0.28	0.27	0.29	0.30
Ca	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	1.95	2.01	1.95	1.97	1.90	1.98
Al	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07
Содержание миналов						
En	81.5	80.7	81.9	82.5	82.3	80.2
Fs	13.9	15.6	14.4	13.8	14.1	15.6
Wo	4.6	3.7	3.7	3.7	3.6	4.2

Таблица 10. Представительные анализы ортопироксена из пород массива Нью-Поаз (нижняя часть разреза)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ обр.	9-24 2	10-24 1	11-24 2 1	12-24 1	27-24 4	29-24 1
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	55.38	55.94	55.25	56.06	53.39	54.27
TiO ₂	0.16	0.10	0.07	0.19	0.11	0.08
Al ₂ O ₃	1.80	1.84	1.70	1.72	1.76	1.75
Cr ₂ O ₃	0.56	0.62	0.63	0.70	0.57	0.65
FeO _{общ}	9.49	9.98	9.44	9.31	10.72	9.20
MnO	0.20	0.22	0.19	0.23	0.20	0.20

MgO	30.58	29.24	29.81	29.98	28.46	31.80
CaO	2.23	1.95	1.82	1.81	2.05	1.89
NiO	0.07	0.07	0.07	н.п.о.	0.07	0.08
Сумма	100.47	99.95	98.98	99.98	97.34	99.91
Коэффициенты в формулах (расчёт на 6 атомов кислорода)						
Mg	1.60	1.54	1.58	1.57	1.55	1.68
Fe	0.28	0.29	0.28	0.27	0.33	0.27
Ca	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	–	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.02	–	–	–	–	–
Si	1.94	1.97	1.96	1.97	1.95	1.92
Al ^{IV}	0.06	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07
Содержание миналов						
En	81.5	80.7	81.9	82.1	79.2	83.0
Fs	14.2	15.4	14.6	14.3	16.7	13.5
Wo	4.3	3.8	3.6	3.6	4.1	3.5

Примечание: н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 11. Представительные анализы ортопироксена из пород массива Нюд-Поаз (средняя часть разреза)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ обр.	1882/326.3	1882/326.3	1880/334.0	1880/334.0	1880/334.0	1880/336.3	1880/336.3
	1	2	1	2	3	1	2
Компоненты, мас. %							
SiO ₂	55.40	55.02	53.65	53.56	53.89	54.39	54.10
TiO ₂	0.11	0.15	0.10	0.15	0.08	0.12	0.13
Al ₂ O ₃	1.76	1.36	1.42	1.08	1.51	1.63	1.46
Cr ₂ O ₃	0.62	0.61	0.37	0.30	0.47	0.58	0.45
FeO _{общ.}	9.78	10.18	13.44	15.24	11.59	11.73	12.32
MnO	0.23	0.23	0.27	0.28	0.25	0.25	0.24
MgO	28.05	28.25	27.17	26.37	28.60	27.06	27.41
CaO	2.00	1.95	1.90	1.52	1.95	1.99	2.16
NiO	0.07	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	0.08
Сумма	98.03	97.82	98.40	98.58	98.44	97.82	98.34
Коэффициенты в формулах (расчёт на 6 атомов кислорода)							
Mg	1.50	1.52	1.48	1.44	1.54	1.47	1.48
Fe	0.29	0.31	0.41	0.47	0.35	0.36	0.37
Ca	0.08	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.06	0.04	0.02	0.01	0.02	0.05	0.03
Si	1.99	1.98	1.96	1.96	1.95	1.98	1.96
Al ^{IV}	0.01	0.02	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04

Содержание миналов							
En	80.2	79.9	75.3	73.2	78.3	77.2	76.4
Fs	15.7	16.1	20.9	23.7	17.8	18.7	19.3
Wo	4.1	3.9	3.8	3.0	3.9	4.1	4.3

Таблица 11 (окончание)

№ п/п	8	9	10	11	12	13
№ обр.	1880/342.7	1880/342.7	1880/395.8	1880/395.8	1882/486.5	1882/486.5
	1	2	1	2	1	2
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	56.15	55.25	54.54	54.71	55.72	55.32
TiO ₂	0.14	0.19	0.12	0.17	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	4.23	3.81	1.48	1.45	1.75	1.33
Cr ₂ O ₃	0.65	0.54	0.60	0.59	0.73	0.42
FeO _{общ.}	9.09	11.20	11.46	12.87	10.10	9.95
MnO	0.22	0.26	0.22	0.24	0.23	0.25
MgO	28.48	27.38	27.77	26.89	29.90	30.13
CaO	1.82	2.16	2.10	2.14	1.68	1.86
NiO	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	н.п.о.
Сумма	100.85	100.85	98.37	99.14	100.28	99.38
Коэффициенты в формулах (расчёт на 6 атомов кислорода)						
Mg	1.47	1.43	1.50	1.45	1.57	1.59
Fe	0.26	0.33	0.35	0.39	0.30	0.30
Ca	0.07	0.08	0.08	0.08	0.06	0.07
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Al ^{VI}	0.12	0.10	0.03	0.04	0.03	0.02
Si	1.95	1.94	1.97	1.97	1.96	1.96
Al ^{IV}	0.05	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04
Содержание миналов						
En	81.6	77.8	77.8	75.4	81.3	81.3
Fs	14.6	17.9	18.0	20.2	15.4	15.1
Wo	3.8	4.4	4.2	4.3	3.3	3.6

Примечание. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 12. Результаты химического анализа ортопироксена из различных частей Мончегорского комплекса, по данным (Горбунов и др., 1980)

	1	2	3	4	5	6
Компоненты, мас. %						
SiO ₂	56.18	54.8	55.07	55.35	54.3	54.78
TiO ₂	0.15	0.12	0.1	0.14	0.16	0.13
Al ₂ O ₃	2.61	3.24	2.08	2.65	3.33	2.92
Cr ₂ O ₃	0.43	0.34	0.42	0.62	0.63	н.о.
Fe ₂ O ₃	1.77	0.4	1.19	0.33	0.63	0.62
FeO	7.63	9.35	7.77	7.84	7.48	8.3
MnO	0.19	0.18	0.16	0.14	0.19	0.24
MgO	29.67	29.38	30.97	31.23	30.14	30.78

CaO	1.68	2.04	1.33	1.72	1.96	1.86
NiO	0.08	0.014	0.08	0.05	0.04	н.о.
CoO	н.о.	0.012	н.о.	н.о.	0.007	н.о.
CuO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.008	н.о.
Na ₂ O	0.2	0.09	0.06	0.09	0.32	0.29
K ₂ O	0.25	н.о.	0.08	0.04	0.09	0.04
Сумма	100.84	99.966	99.31	100.2	99.285	99.96
Содержание миналов						
En	82.4	81.1	84.1	84.5	83.7	83.1
Fs	14.2	14.9	13.3	12.2	12.4	13.3
Wo	3.3	4.0	2.6	3.3	3.9	3.6

	7	8	9	10	11
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	54.34	54.22	54.53	54.84	54.56
TiO ₂	0.14	0.15	0.13	0.15	0.15
Al ₂ O ₃	2.51	2.84	2.81	2.44	2.23
Cr ₂ O ₃	0.43	0.49	0.37	0.33	0.35
Fe ₂ O ₃	1.43	1.07	1.02	0.89	1.35
FeO	9.09	10.02	10.16	10.1	12.06
MnO	0.18	0.21	0.22	0.23	0.28
MgO	28.93	27.51	27.48	28.9	26.82
CaO	2.16	2.2	2.28	1.68	1.94
NiO	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04
CuO	н.о.	н.о.	н.о.	0.005	н.о.
Na ₂ O	0.32	0.17	0.23	0.13	0.17
K ₂ O	0.09	0.08	н.о.	0.06	0.06
Сумма	99.66	99.00	99.29	99.805	100.01
Содержание миналов					
En	79.8	78.2	77.9	79.9	75.4
Fs	15.9	17.3	17.5	16.7	20.7
Wo	4.3	4.5	4.6	3.3	3.9

Примечание: 1 – из ортопироксенита, гора Травяная, скв. 820, глубина 32,3 м.; 2 – из повошпатового ортопироксенита, обр 1123, коллекция В.С. Докучаевой; 3 – из ортопироксенита, скв. 742, глубина 145,2 м.; 4 – из гарцбургита с медно-никелевым оруденением, гора Сопча, скв. 791, глубина 375 м.; 5 – из гарцбургита безрудного, гора Сопча, скв. 791, глубина 800 м. ; 6 – из оливинового норита с медно-никелевым оруденением, гора Травяная, скв. 820, глубина 267,4 м.; 7 – из меланократового норита с вкрапленным медно-никелевым оруденением, гора Сопча, скв. 791, глубина 1136 м; 8 – из оливинового норита с вкрапленным медно-никелевым оруденением, гора Нюд, скв. 952, глубина 450,6 м.; 9 – из меланократового норита с вкрапленным медно-никелевым оруденением, гора Поаз, скв. 953, глубина 409,1 м.; 10 – из меланократового норита с гнездово-вкрапленным медно-никелевым оруденением, гора Травяная, скв. 820, глубина 270 м.; 11 – из мезократового габбронорита, гора Травяная, шахта 5, горизонт 60 м. н.о. – компонент не определялся. Определение компонентов выполнено методом полного силикатного анализа в химико-аналитической лаборатории Геологического института КНЦ РАН (КФАН СССР) (Горбунов и др., 1980).

Таблица 13. Представительные анализы ортопироксена из массива Южносопчинского

№ п/п	1	2	3	4	5
№ обр.	Jus-8-1	1826/144.9	1826/135.4	1826/151.7	1826/151.7-1
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	55.85	55.11	53.49	52.27	52.07
TiO ₂	0.00	0.16	0.24	0.15	0.31
Al ₂ O ₃	1.66	0.81	1.09	1.28	0.96
Cr ₂ O ₃	0.70	0.16	0.36	0.17	0.04
FeO _{общ}	8.75	15.53	13.46	18.49	21.95
MnO	0.18	0.32	0.26	0.31	0.42
MgO	30.63	26.27	26.05	23.79	21.14
CaO	1.63	2.02	1.90	1.89	2.13
NiO	0.09	0.06	0.13	0.05	0.07
Na ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.07	0.12
Сумма	99.49	100.43	96.97	98.46	99.21
Коэффициенты в формулах (расчёт на 6 атомов кислорода)					
Mg	1.61	1.41	1.44	1.33	1.19
Fe	0.26	0.47	0.42	0.58	0.69
Ca	0.06	0.08	0.08	0.08	0.09
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	-	-	-	0.01	0.01
Al ^{VI}	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01
Si	1.97	1.98	1.98	1.95	1.97
Al ^{IV}	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04
Содержание миналов					
En	83.4	72.1	74.5	67.0	60.4
Fs	13.4	23.9	21.6	29.2	35.2
Wo	3.2	4.0	3.9	3.8	4.4

№ п/п	6	7	8	9	10
№ обр.	1826/158.7	1826/162.6	1826/172.1	1826/172.6	1826/216.7
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	52.91	53.47	54.39	54.48	57.11
TiO ₂	0.20	0.22	0.30	0.17	0.10
Al ₂ O ₃	0.95	0.97	1.32	1.09	1.42
Cr ₂ O ₃	0.09	0.23	0.39	0.22	0.53
V ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	0.05	н.п.о.	н.п.о.
FeO _{общ}	21.95	16.09	10.39	14.48	9.52
MnO	0.41	0.34	0.24	0.29	0.25
MgO	21.33	25.68	30.04	26.77	29.93
CaO	1.88	1.83	1.72	2.00	1.71
NiO	н.п.о.	0.11	0.09	н.п.о.	н.п.о.
K ₂ O	н.п.о.	0.01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	99.72	98.95	98.93	99.49	100.56

Коэффициенты в формулах (расчёт на 6 атомов кислорода)					
Mg	1.19	1.41	1.60	1.44	1.56
Fe	0.69	0.49	0.31	0.44	0.28
Ca	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
Ni	-	0.00	0.00	-	-
V	-	-	0.00	-	-
Al ^{VI}	0.02	0.01	0.00	0.02	0.05
Si	1.98	1.96	1.95	1.97	1.99
Al ^{IV}	0.02	0.04	0.05	0.03	0.01
Содержание миналов					
En	61.0	71.3	81.0	73.7	82.0
Fs	35.2	25.1	15.7	22.4	14.7
Wo	3.8	3.7	3.3	3.9	3.4

Примечание: 1 – из гарцбургита; 2,3 – из норитов; 4,5,6 – из плагиоклаз-ортопироксеновых жил; 7 – из норита; 8 – из гарцбургита; 9,10 – из ортопироксенитов. н.п.о. – ниже порога обнаружения.

