

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

ЧАЙКА Иван Федорович

**ПЕТРОЛОГИЯ МАЛОСУЛЬФИДНОГО ХРОМИТ-ПЛАТИНОСНОГО
ГОРИЗОНТА ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1**

Специальность 1.6.3. Петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
Доктор геолого-минералогических наук,
профессор Изох Андрей Эмильевич

НОВОСИБИРСК – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Список сокращений названий минералов	16
ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР.....	18
1.1. Общая характеристика малосульфидных руд ЭПГ в дифференцированных интрузиях и гипотезы их образования.....	18
1.2. Краткий обзор истории изучения интрузий Норильского типа	22
1.3. Малосульфидные руды и породы верхнего эндоконтакта в интрузиях Норильского типа.....	30
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА И ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1	35
2.1. Регионально-геологический очерк.....	35
2.2. Строение интрузий Норильского типа и интрузии Норильск-1	39
ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	43
3.1. Материалы исследований.....	43
3.2. Инструментальные методы исследований	46
3.3. Экспериментальная работа с многофазными включениями	50
ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ.....	54
4.1. Строение ВЭЗ в изученных разрезах и макроскопическая характеристика пород	54
4.2. Петрографическая характеристика пород МС-горизонта и верхнего эндоконтакта интрузии Норильск-1	60
4.3. Породообразующие силикаты	68
4.4. Второстепенные, вторичные силикаты и апатит	76
4.5. Хромшпинелиды	80

4.5.1. Текстуры и морфология	81
4.5.2. Закономерности химического состава.....	86
4.5.3. Хромитовая минерализация в контактовых брекчиях.....	93
4.6. Рудная минерализация МС-горизонта	98
4.6.1. Сульфиды.....	98
4.6.2. Платинометалльная минерализация	105
4.7. Геохимическая характеристика МС-горизонта и пород верхнего эндоконтакта	113
4.7.1. Петрогенные компоненты.....	113
4.7.2. Примесные литофильные элементы	116
4.7.3. Халькофильные и благородные металлы (Cu, Ni, Co, ЭПГ, Au).....	119
4.7.4. Изотопы Rb, Sr, Sm, Nd	124
4.8. Включения в хромшпинелидах.....	126
4.8.1. Фазовый состав непрогретых включений	127
4.8.2. Состав экспериментально прогретых и закаленных включений.....	133
ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ.....	138
5.1. Формирование пород верхней эндоконтактовой зоны интрузии Норильск-1: общий петрологический аспект.....	138
5.1.1. Магматический этап	138
5.1.2. Постмагматический этап.....	143
5.2. Происхождение хромитовой минерализации	146
5.2.1. Краткий обзор гипотез и общие соображения.....	146
5.2.2. Включения как реликты контаминированной среды	149
5.2.3. Хромитоносные брекчии как свидетельство кристаллизации хромита при контаминации.....	155

5.2.4. Фазовые взаимоотношения в гибридной среде	157
5.2.5. Генетическая схема образования хромитовой минерализации в интрузии Норильск-1	161
5.3. Происхождение МС-горизонта и проблема высокого тенора МС-руд в интрузиях Норильского типа	165
5.3.1. Роль раннемагматического концентрирования ЭПГ в сульфидной жидкости	165
5.3.2. Флюидный механизм позднемагматического обогащения МС-горизонта	172
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	178
6.1. Обобщенная схема формирования МС-горизонта в интрузии Норильск-1	178
6.2. Применимость предложенной схемы к другим интрузиям Норильского района, содержащим МС-оруденение.....	181
6.3. Общие выводы по работе и перспективы дальнейших исследований	183
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	185
ПРИЛОЖЕНИЕ	207

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Металлы платиновой группы являются важнейшим стратегическим сырьем современного мира, будучи незаменимой составляющей микроэлектроники, химической промышленности и автомобилестроения. Экономически-интересные месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ) можно разделить на три главных типа: (1) сульфидные ЭПГ-Cu-Ni месторождения расслоенных интрузий (массивные и вкрапленные руды интрузий Норильского типа – крупнейший мировой источник Pd, месторождения Джинчуань, Седбери, Великая дайка) [Mungall and Naldrett, 2008; Naldrett, 2010]; (2) месторождения ЭПГ с высоким отношением ЭПГ/сульфиды, встречающиеся в виде горизонтов в расслоенных интрузиях, часто обогащенных хромитом (хромититы и рифы Бушвельда, JM-риф интрузии Стиллутер, хромититы Мончегорских интрузий) [Mungall and Naldrett, 2008]; (3) россыпные месторождения платиноидов, связанные с хромититами ультрамафит-мафитовых комплексов [Cabri et al., 2022]. Второй тип, называемый «малосульфидным» (“low-sulfide”, “sulfide-poor”, “high-tenor” в англоязычной литературе), является важнейшим мировым источником платины, поскольку именно с ним связано большинство месторождений Бушвельдской интрузии – мирового экспортера Pt [Mungall and Naldrett, 2008]. Вопросу генезиса этого типа месторождений ЭПГ посвящено огромное количество научных работ, однако до сих пор большинство проблем, связанных с феноменом рудной ЭПГ-сульфид-хромитовой минерализации в расслоенных интрузиях, остаются дискуссионными.

В данной научной проблеме можно выделить следующие главные вопросы:

(1) каким образом в рудных горизонтах накапливаются содержания металлов в >1000 раз превышающие их концентрации в природных магмах;

(2) почему отношение ЭПГ/сульфид в них резко повышено относительно типичной сульфидной Cu-Ni-ЭПГ минерализации, встречающейся в гораздо большем количестве в расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузиях;

(3) почему для этого типа руд часто характерна ассоциация большого количества хромита, вплоть до мономинеральных горизонтов, и подчиненного количества сульфида, и какова роль хромита и сульфидов в концентрации ЭПГ.

В качестве ответов на данные вопросы высказывались различные гипотезы и качественные модели (см. раздел 1.1). Абсолютное большинство исследований проводилось на примере Бушвельдского комплекса, также рассматривались хромититы интрузий Стиллуотер, Рам (Rhum) и комплексов Кольско-Карельской провинции (Мончегорск, Кевица). Малосульфидному (ЭПГ-сульфид-хромитовому) типу руд в интрузиях Норильского типа посвящено сравнительно мало работ [Рябов, 1992; Дистлер и др., 1994; Служеникин и др., 1994; Служеникин и др., 2016; Tolstykh et al., 2019; Sluzhenikin et al., 2020; Gritsenko et al., 2022]. Детальные исследования проводились Рябовым В. В., Служеникиным С. Ф. и Дистлером В. В. с соавторами и основывались, главным образом, на геолого-петрографических данных и минералогии платиноидов и сульфидов. В то же время, для малосульфидного типа руд был обоснован [Ерыкалов и др., 2006] существенный экономический потенциал с концентрациями ЭПГ приближающихся к значениям для Меренского рифа интрузии Бушвельд [Служеникин, 2000, 2016]. Это делает очевидным необходимость комплексного исследования и систематизации данных, в том числе - с целью формулировки прогнозно-поисковых критериев на данный тип руд в других интрузиях Норильского района. С фундаментально-научной точки зрения малосульфидные руды (здесь и далее используются сокращения «МС-руды», «МС-горизонт» и т.д.) в интрузиях Норильского типа также являются «белым пятном», поскольку для них, в отличие от двухстадийной ликвационной модели, предложенной для вкрапленных и массивных сульфидных руд [Котульский, 1946; Li and Naldrett, 2009], до сих пор не предлагалась целостная генетическая схема. Таким образом, обоснование актуальности проводимой работы сводится к следующим пунктам:

1. Сравнительно малая изученность МС-типа руд в интрузиях Норильского типа.

2. Отсутствие схемы (качественной модели) образования МС-руд в интрузиях Норильского типа
3. Потенциальная важность пунктов (1) и (2) для решения проблемы об образовании ЭПГ-сульфид-хромитовой ассоциации в дифференцированных интрузиях в целом.

Объект исследования

Объект настоящей работы – рудоносная интрузия Норильск-1, главным образом – ее верхняя эндоконтактовая зона (ВЭЗ), несущая МС-горизонт. Выбор объекта исследования обусловлен систематической геологической изученностью МС-горизонта интрузии Норильск-1 относительно МС-горизонтов Талнахской и Хараелахской интрузий [Ерыкалов и др., 2006] и сравнительной доступностью каменного материала как с коренных обнажений (карьер Медвежий Ручей), так и из керна (скважины разведочного проекта 2005-2006 г. серии МС-МН и подземные скважины рудника Заполярный).

Цель исследования

Реконструировать главные пороодо- и рудообразующие процессы, участвовавшие в формировании МС-горизонта интрузии Норильск-1.

Основные задачи исследования

1. Исследовать строение верхней эндоконтактовой зоны интрузии Норильск-1, положение в ней МС-горизонта. Систематизировать разновидности пород и МС-оруденения в интрузии Норильск-1.
2. На основе петрографических и валовых геохимических данных по верхней эндоконтактовой зоне и МС-горизонту, а также минералогии силикатных минералов и сравнения их с характеристиками остальных пород интрузии Норильск-1, определить относительный вклад (а)

- магматической дифференциации и (б) взаимодействия магмы с вмещающими породами в петрогенезис МС-горизонта.
3. На основе минералогических данных по породам МС-горизонта оценить вклад поздне- и постмагматических процессов с участием флюида в петрогенезис МС-горизонта.
 4. С помощью данных по минералогии хромшпинелидов и составу многофазных включений (как непрогретых, так и экспериментально прогретых и закаленных) в них, объяснить происхождение хромитовой минерализации в МС-горизонте.
 5. На основе данных по геохимии халькофильных и благородных металлов, S и Cr, а также минералогии сульфидов и МПГ, предложить схему образования МС-оруденения в интрузии Норильск-1.
 6. На основе полученных данных и выводов, предложить комплексную генетическую гипотезу, объясняющую специфику и локализацию МС-руд в интрузии Норильск-1 и интрузиях норильского типа в целом.

Фактический материал

Основу исследования составляет каменный материал по керну 6 скважин, вскрывающим МС-горизонт интрузии Норильск-1, и образцы, отобранные с техногенных обнажений в карьере Медвежий ручей. Всего рабочая коллекция насчитывала 100 образцов. Керны скважин были предоставлены сотрудниками ИГМ СО РАН Шевко А.Я. и Горой М.П., сотрудником ИГЕМ РАН Служеникиным С.Ф., сотрудником СФУ доцентом Шведовым Г.И., единичный образец керна был предоставлен сотрудником ИЗК РАН Марфиным А.Е. Образцы из карьера были отобраны Житовой Л.М., Калугиным В.М., Шевко А.Я., Горой М.П. и автором в 2012, 2016 и 2019 годах. Кроме этого, использовались фондовые материалы Отчета о результатах оценочных работ на малосульфидные платиновые руды интрузии «Норильск-1» [Ерыкалов и др., 2006], предоставленные сотрудниками ООО «Норильскгеология».

Для петрографических и минералогических исследований было изготовлено более 100 препаратов (полированные шлифы и аншлифы). Методами рентгенофлуоресцентного анализа XRF и масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме ICP-MS было получено валовых 92 анализа на петрогенные, литофильные и халькофильные примесные элементы, 42 анализа на элементы платиновой группы. Методами ICP-MS и термоионизационной спектрометрии TIMS получено 4 анализа валового изотопного состава Rb, Sr, Sm, Nd. В ходе минералогических исследований было получено более 5000 анализов методом сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализом SEM EDS и более 800 электронных микрофотографий, в том числе – изучено *in situ* более 300 индивидов и сростаний минералов платиновой группы. Также было получено около 2500 количественных микрозондовых анализов.

Большое количество первичных многофазных включений в хромшпинелиде позволило провести их детальное исследование. Методом электронной микроскопии с EDS-анализом было исследовано более 400 многофазных включений. С использованием трубчатой печи было получено и исследовано методом электронно-зондового рентгеноспектрального волнодисперсионного микроанализа EPMA 236 экспериментально-гомогенизированных включений, методом вторично-ионной масс-спектрометрии SIMS получен 51 анализ несовместимых литофильных рассеянных элементов в экспериментально-гомогенизированных включениях.

Автором работы выполнялась часть отбора материала в карьере «Медвежий ручей» интрузии Норильск-1, систематизировался и отбирался непосредственно под задачи исследований материал, собранный ранее по керну скважин интрузии Норильск-1, выполнялась пробоподготовка, в частности: изготовление проб для валовых геохимических анализов, изготовление полированных аншлифов и заготовок для полированных шлифов. Автор лично выполнил весь объем петрографических исследований, большинство минералогических аналитических работ методами SEM EDS и EPMA, участвовал в аналитических работах методом

SIMS. Также автор принимал участие в проектировании и создании трубчатой печи для экспериментального прогрева включений, проводил эксперименты, пре- и пост-экспериментальную пробоподготовку. Обработка результатов и их интерпретация проводилась лично автором при консультативном участии научного руководителя и коллег.

Научная новизна

С использованием современных инструментальных методик выполнено комплексное исследование МС-оруденения интрузии Норильск-1. В том числе, (1) впервые проведено комплексное геохимическое исследование пород МС-горизонта и прилегающих структур верхней контактовой зоны интрузии Норильск-1; (2) впервые получен широкий спектр микронзондовых данных по силикатам и оксидам МС-горизонта, (3) впервые в мире установлены широчайшие диапазоны составов хромшпинелидов в пределах одного генетического образования в дифференцированной интрузии, в частности – по вариациями Fe^{3+}/Fe^{2+} и TiO_2 , и показано, что эти вариации обусловлены контрастными окислительно-восстановительными параметрами кристаллизации хромитов и интенсивной постмагматической проработкой (4) впервые проведено масштабное исследование многофазных включений в хромшпинелидах интрузии норильского типа.

По полученным данным сформулирована и обоснована гипотеза об образовании хромитовой минерализации в МС-горизонте интрузии Норильск-1 при контаминации мафитовой (или ультрамафитовой) магмы вмещающими породами, в результате сдвига фазового равновесия и интенсивной кристаллизации хромита в контаминированной среде. При этом удалось показать, что контаминация, являясь главным фактором образования хромитовой минерализации, тем не менее не имела большого влияния на геохимию пород в целом.

Впервые предложено и обосновано качественное объяснение высокого тенора ЭПГ в МС-горизонте как результата двухстадийного (раннемагматического и флюидного) концентрирования ЭПГ.

Впервые предложена целостная концепция образования МС-горизонта интрузии Норильск-1, объясняющая его локализацию, специфику и потенциально применимая к другим интрузиям норильского типа.

Защищаемые положения

- 1. Ведущим процессом в образовании пород малосульфидного горизонта интрузии Норильск-1 была кристаллизационная дифференциация базитовой магмы (с MgO 8-9 мас. % и SiO₂ 48-49 мас. %) при ограниченном вкладе ассимиляции вмещающих пород, характерной для богатых хромитом ассоциаций МС-горизонта. На поздне- и постмагматическом этапе породы подвергались интенсивной флюидной проработке, существенно повлиявшей на окончательный состав и облик пород.*
- 2. Хромитовая минерализация верхнего эндоконтакта сформировалась в результате ассимиляции богатой хромом базитовой магмой вмещающих аргиллитов и углистых пород. Ключевыми факторами массовой кристаллизации хромита являлись: сдвиг фазовых равновесий в область насыщенности расплава хромитом и интенсивное выделение пузырьков флюида, обеспечившее адгезию хромита и его флотацию в верхние части интрузии.*
- 3. Образование малосульфидной ЭПГ-минерализации в верхней эндоконтактной зоне интрузии Норильск-1 связано с концентрацией ЭПГ в сульфидной фазе, а не с массовой кристаллизацией хромита. Резко повышенные соотношения ЭПГ/сульфид в МС-горизонте, по сравнению с другими Cu-Ni-ЭПГ сульфидными рудами интрузий норильского типа, обусловлены дополнительным концентрированием ЭПГ за счет их флюидного переноса на поздне- и постмагматическом этапе.*

Теоретическая и практическая значимость

Полученные результаты и сформулированные выводы в первую очередь дают комплексное представление о возможном механизме формирования экономически-значимого MS-оруденения в интрузиях норильского типа, что дает возможность прогнозирования схожих рудных зон (в том числе – бесхромитовых) в других трапповых интрузиях с сульфидной и ЭПГ минерализацией.

Исследование хромитовой минерализации, сопутствующей MS-оруденению, позволило углубить представление о процессе образования хромититов в дифференцированных интрузиях в результате взаимодействия магмы с фельзическими вмещающими породами.

Дальнейшее исследование связи интенсивности MS-минерализации с вертикальной миграцией флюидов, на примере норильских интрузий, вероятно, позволит расширить и уточнить модель A. Boudreau с соавторами [Boudreau, 2004, 2019], математически описывающую накопление ЭПГ в ходе инфильтрации интерстициальных расплавов и флюидов в толще кумулятов.

Хромшпинелиды ВЭЗ интрузии Норильск-1, благодаря уникально-широкому диапазону их состава по Fe^{3+}/Fe^{2+} , имеют потенциал использования в качестве калибровочных для «фланк-метода» прямого определения Fe^{3+} и Fe^{2+} в шпинелидах методом EPMA [Kucha et al., 1989; Hofer et al., 2007; Danilenko et al., 2019]. Для этого специалистами Синхротронного центра (ESRF) г. Гренобль и ISTERre (Франция) в настоящее время ведется работа по получению Мёссбауэровских спектров отдельных зерен хромшпинелидов и соответствующих микрозондовых анализов.

В ходе работы была собрана экспериментальная установка, позволяющая с целью частичной или полной гомогенизации прогревать включения в различных минералах в диапазоне температур от комнатной до 1400 °C с последующей быстрой закалкой. Эксперименты с различными составами, включая, помимо указанных в данной работе, «сложнозакаливаемые» щелочно-карбонатные и

высоко-Mg (20-24% MgO) бонинитовые, показали высокую гомогенность продуктов закалки и эффективность данной установки для оценки валового состава расплавных и гетерофазных включений.

Апробация работы и публикации

По результатам работы с участием автора было опубликовано 4 статьи в рецензируемых журналах, индексируемых б.д. Web of Science и Scopus, в том числе – 4 в изданиях, рекомендованных ВАК. Одна статья в журнале Lithos предварительно одобрена к публикации и находится на доработке автором. Результаты работы были опубликованы в 9 тезисах докладов и представлены в виде устных и стендовых докладов на всероссийских и международных конференциях: «Новое в познании процессов рудообразования» (ИГЕМ, Москва, 2018 г.), «Magmatism of the Earth and related strategic mineral deposits – 2019» (СПбГУ, Санкт-Петербург), Международная научная студенческая конференция «Студент и научно-технический прогресс» (НГУ, Новосибирск, 2019 г.), “SEG 2019, South American Metallogeny: Sierra to Craton” (г. Сантьяго, Чили), «Уральская минералогическая школа – 2021» (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), «Металлогения древних и современных океанов – 2022» (ИМ УрО РАН, Миасс), «Early Career Researcher International Platinum Symposium – 2022» (онлайн формат).

Структура диссертации

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения и включает в себя 78 рисунков и 24 таблицы, в том числе 4 – с большим объемом данных в Приложении. Список литературы состоит из 252 наименований.

Первая глава содержит литературный обзор по общей характеристике МС-оруденения в дифференцированных интрузиях, по истории изучения интрузий норильского типа и по работам предшественников по теме МС-оруденения в норильских интрузиях. Во второй главе дается геологическая характеристика

изучаемого объекта. В третьей главе описывается исходный материал для работы, аналитические методы и, отдельно, экспериментальный метод по прогреву и закалке включений. В четвертой главе развернуто представлены фактические результаты работы, где для удобства читателя после каждого раздела *курсивом* приводится краткое резюме с наиболее значимыми данными. В пятой главе эти результаты развернуто обсуждаются, интерпретируются и формулируются защищаемые положения. В заключении обобщаются выводы, предлагается общая концепция образования МС-горизонта интрузий норильского типа и обсуждаются перспективы дальнейших исследований.

Благодарности

Автор искренне благодарит научного руководителя, д.г.-м.н. профессора *Изоха Андрея Эмильевича* за всестороннюю поддержку, помощь и консультацию в планировании и проведении исследования и подготовке диссертации; к.г.-м.н., профессора Каменецкого Вадима Семеновича (ИЭМ РАН) за помощь в подготовке публикаций по теме диссертации, детальные дискуссии а также за организацию работы в Университете Тасмании (Хобарт, Австралия) в ходе моего визита в 2020 году; к.г.-м.н. Зеленского Михаила Евгеньевича (ИЭМ РАН) за его личный вклад, обучение и помощь в создании экспериментальной установки. Автор крайне признателен Житовой Л.М., Шевко А.Я., Горе М.П., Служеникину С.Ф., Калугину В. М., Шведову Г.И. и Марфину А.Е. за предоставленный каменный материал, без которого это исследование было бы невозможным. Также я благодарю Лобастова Б. М. за проведение части аналитических работ на СЭМ по включениям в хромите, Сокол Э.В. за детальную консультацию по вопросу взаимодействия магм и осадочных пород и рекомендации по улучшению работы, Житову Л.М., Гарсиа Дж. и Толстых Н.Д. за предоставленный объем полученных ими аналитических данных, Кутырева А.В. за помощь в классификации минералов платиновой группы, Аберштайнера А. и Контоникас-Харос А. за правку англоязычных публикаций, сотрудников ООО «Норильскгеология» и

лично Кетрова А.А. и Радько В.А. за предоставление фондовых материалов и содействие в посещении карьера «Медвежий ручей», Гусева В.А. и Цаплина В.Г. за помощь в пробоподготовке.

Изготовление полированных препаратов осуществляли Салмина О.Н., Бондаренко В.П. и Белкина Н.Б. Микрозондовые, ионно-зондовые и валовые геохимические исследования были проведены с помощью специалистов: Даниловской В.А., Нигматуллиной Е.Н., Симакина С.Г., Потапова Е.В., Хлестова М.В., Карманова Н.С., Якич Т.Ю., Чубарова В.М. (ИВиС ДВО РАН), Каменецкой М.Б., Карстена Г., Кармановой Н.Г., Карандашева В.К., Петренко Д.Б., Пантеевой С.В., Брянской Н.В., Пашковой Г.В., Чубарова В.М. (ИЗК СО РАН), Уховой Н.Н. и Солошенко Н.Г. Кроме этого, в рамках работы были получены данные, не вошедшие в диссертацию, но повлиявшие на ход исследования, за которые автор благодарен Томиленко А.А., Розенталь А., Кричтону У. и Чумакову А.

На работу существенно повлияли дискуссии и консультации со Служеникиным С.Ф., Латыповым Р., Калугиным В.М., Рябовым В.В., Степановым С.Ю., Барнсом С., Радько В.А., Кетровым А.А., Кисеевой К. и анонимные рецензии на статьи в журналах.

Наконец, я благодарен супруге и коллеге, Искриной А.В., за постоянную поддержку и обсуждение работы, нашим родителям за поддержку в учебе и работе, и глубоко признателен всем преподавателям ГГФ НГУ, сотрудникам Лаборатории 211 ИГМ СО РАН.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-35-90082), Российского научного фонда (проект 16-17-10145) гранта Society of Economic Geologists (SRG 20-96) а также по государственному заданию ИГМ СО РАН и в рамках Исследовательской программы ИЭМ РАН (проект FMUF-2022-0004).

Список сокращений названий минералов

Ab – альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Amp – амфибол (неуточненный)

An – анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Ap – апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$

Aspdn – арсенопалладинит $\text{Pd}_8(\text{As},\text{Sb})_3$

Ato – атоцит Pd_3Sn

Au – золото самородное

Bdy – бадделеит ZrO_2

Bhk – боришанскит(As) PdAs_2

Cbn – кубанит CuFe_2S_3

Csp – халькопирит CuFeS_2

Chl – хлорит $(\text{Mg},\text{Fe})_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$

Chr – хромшпинелид, хромит $(\text{Mg},\text{Fe})(\text{Cr},\text{Fe},\text{Al})_2\text{O}_4$

Cpx – клинопироксен $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})\text{Si}_2\text{O}_6$

Ed – эденит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

En – энстатит $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Fs – феросиллит $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Gl – силикатное стекло

Hlw – холлингвортит $(\text{Rh},\text{Pt})\text{AsS}$

Ifp – изоферроплатина Pt_3Fe

Ilm – ильменит FeTiO_3

Kei – кейтконнит Pd_3Te

Kfs – калиевый (или кали-натровый) полевоый шпат $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$

Ktu – котульскит PdTe

Mag – магнетит FeFe_2O_4

Met-II - мертисит-II $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$

Mhbl – магнезиальная роговая обманка $\text{Ca}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Mhst – магнезиогастингсит $\text{NaCa}_2(\text{Mg},\text{Fe})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Mnv – меньшеиковит $\text{Pd}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$
Mon – мончеит PdTe_2
Ol – оливин $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
Orx – ортопироксен $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Pda – палладоарсенид Pd_2As
Phl, Bt – флогопит, биотит $(\text{K,Na})(\text{Mg,Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Pl – плагиоклаз $[\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_{\text{ss}}$
Plv – паоловит Pd_2Sn
Pn – пентландит $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$
Po – пирротин Fe_{1-x}S
Py – пирит FeS_2
Qz – кварц SiO_2
Rsb – рустенбургит Pt_3Sn
Rt – рутил TiO_2
Sap – сапонит $\text{Ca}_{0.25}(\text{Mg,Fe})_3[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Seg – сигенит CoNi_2S_4
Slw – стиллуотерит Pd_8As_3
Spy – сперрилит PtAs_2
Sulf – сульфид (применительно к агрегатам Cu-Ni-Fe сульфидов)
Szhi – служеникинит $\text{Pd}_{15}(\text{Sb,Sn})_7$
Tho – торианит ThO_2
Trs/Ism – ряд торнроозит-изомертеит $\text{Pd}_{11}(\text{Te,Sb})_2\text{As}_2$
Ttn – титанит $\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$
Vin – винсентит $(\text{Pd,Pt})_3(\text{As,Sb,Te})$
Wo – волластонит CaSiO_3
Zrc – цирконолит $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

1.1. Общая характеристика малосульфидных руд ЭПГ в дифференцированных интрузиях и гипотезы их образования

Экономически-значимые проявления платиновых металлов можно условно разделить на три основных типа: (1) хромит-платиновый в зональных комплексах и офиолитах, (2) ЭПГ-малосульфидный, нередко с сопутствующей хромитовой минерализацией, в расслоенных интрузиях (хромититы и риф Меренского Бушвельдского комплекса, JM риф комплекса Стиллуотер), и (3) Cu-Ni-ЭПГ сульфидный в расслоенных интрузиях (сульфидные руды интрузий Норильского типа, Джинчуань, Сэдберри и др.) [Barnes et al., 2017; Налдретт, 2003; Mungall and Naldrett, 2008; Naldrett, 2010]. ЭПГ-малосульфидный тип отличается от Cu-Ni-ЭПГ сульфидного резко повышенным тенором ЭПГ (концентрацией, пересчитанной на 100% сульфидный компонент), нередко более высокими валовыми содержаниями ЭПГ и весьма ограниченным объемом минерализации, мощность которой в разрезе даже таких крупных интрузий как Бушвелд и Стиллуотер варьирует от первых десятков сантиметров до первых метров [Todd et al., 1982; Nicholson and Mathez, 1991], а в интрузии Скаергаард зоны с содержаниями Pd и Au >1 г/т не превышают, как правило, 1-2 м [Hollwell and Keays, 2014].

Силикатная составляющая малосульфидных горизонтов в расслоенных интрузиях образована габброидными или перидотитовыми ассоциациями и часто характеризуется либо резким петрографическим переходом, либо в целом пестрой и аномальной для данной интрузии ассоциацией. Так, риф Меренского в Бушвельдской интрузии представлен чередованием сравнительно маломощных слоев хромититового, анортозитового и пироксенит-пегматитового состава [Schmidt, 1956; Latypov et al., 2017] а JM-риф Стиллуотерской интрузии расположен в троктолит-анортозитовой зоне, содержащей прослой перидотитов, и часто имеющей пегматоидную текстуру [Todd et al., 1982; Jenkins et al., 2021].

Значительная часть малосульфидных горизонтов ассоциирована с хромититами: маломощными прослоями пород, резко обогащенных хромитом. К таким относятся платиноносные хромититы нижней части Бушвельдской интрузии [Yudovskaya and Kinnaird, 2010; Naldrett et al., 2012], хромититы интрузии Рам (Шотландия) [Latypov et al., 2013] и интрузий Карело-Кольской провинции [Mutanen, 1997; Чашин и др., 1999; Гроховская и др., 2003; Гроховская и др., 2009; Gornostayev and Mutanen, 2003]. В то же время, в ряде случаев малосульфидное оруденение наблюдается и в тех ассоциациях, где хромит присутствует в виде акцессорной фазы (JM-риф интрузии Стиллоотер) [Todd et al., 1982] или отсутствует вообще (риф Платинова интрузии Скаергаард) [Hollwell and Keays, 2014].

Рудная минерализация в малосульфидном типе представлена собственно сульфидами Fe, Cu и Ni, объемное количество которых варьирует от десятых и сотых долей процента до первых процентов [Todd et al., 1982; Hollwell and Keays, 2014; Naldrett et al., 2012]. Минералы ЭПГ ассоциируют с краевыми частями сульфидных сегрегаций и с ореолами низкотемпературных силикатов вокруг них [Polovina et al., 2004; Barnes et al., 2021; Gritsenko et al., 2022], в то время как фазы Ru, Ir и Os – с хромитом [Garuti et al., 2012; Prichard et al., 2017].

Гипотезы о происхождении малосульфидного оруденения можно разделить в первую очередь на «раннемагматическую» и «позднемагматическую-метасоматическую» группы. В основе первой, более распространенной, генетической концепции лежат процессы раннемагматического фракционирования в системе ЭПГ-сульфид-хромит-расплав.

Концентрирование и минералообразование ЭПГ иридиевой группы (IPGE) может быть непосредственно связано с кристаллизацией хромита. Многочисленные минералогические и экспериментальные работы показывают, что ликвидусный хромит выступает концентратором IPGE, которые изоморфно входят в его структуру, а при понижении температуры образуют собственные минералы: интерметаллиды, лаурит и эрликманит [Gijbels et al., 1974; Naldrett and

Cabri, 1976; Capobianco and Drake, 1990; Righter et al., 2004; Brenan et al., 2012; Garuti et al., 2012; Park et al., 2012; Prichard et al., 2017; Ariskin et al., 2018a]. Тем не менее, недавние исследования показали, что твердые растворы хромшпинелид-IPGM могут существенно концентрировать лишь Ru, в то время как изоморфное вхождение Os и Ir в хромит вряд ли может быть ключевым процессом в образовании хромит-платиноидных рифов [Pagé and Barnes, 2016]. Другие модели, подразумевающие генетическую связь хромита и IPGE, предлагают независимую кристаллизацию хромита и минералов IPGM на раннемагматическом этапе с последующим захватом этих минералов в виде включений в хромшпинели [Cousins and Vermaak, 1976; Vermaak and Hendriks, 1976; Niemstra, 1979; Talkington and Lipin, 1986; Ballhaus and Sylvester, 2000]. Кроме того, существует точка зрения, что наиболее интенсивная нуклеация этих минералов может происходить на граничном слое между оксидом и расплавом из-за локального снижения $f(O_2)$ [Finnigan et al., 2008].

Накопление платиноидов платиновой группы (PPGE) в малосульфидном типе руд и в хромититах, в частности, большинство исследователей так или иначе связывают с отделением сульфидной жидкости. Кристаллизация хромита в этом случае может выступать либо как сопутствующий процесс, связанный с теми же физико-химическими факторами, что и силикатно-сульфидная ликвация, либо как триггер отделения сульфида. Большинство исследователей связывает отделение сульфида и массовое выпадение хромита со смещением примитивной и эволюционированных порций магм, которое приводит к скачку SiO_2 , падению температуры и понижению растворимости S [Todd et al., 1982; Teigler and Eales, 1993; Chashchin et al., 1999; Naldrett et al., 2012; Oberthür et al., 2016]. Кроме этого, факторами, смещающими равновесие в область кристаллизации хромита и отделения сульфида, могут выступать ассимиляция осадочных толщ [Kinnaird et al., 2002; Spandler et al., 2005; Yudovskaya et al., 2015; Chayka et al., 2020; Sluzhenikin et al., 2020] и колебания давления в системе [Cawthorn, 2005; Latypov et al., 2008]. Гипотеза, рассматривающая кристаллизацию хромита как триггер

сульфидной ликвации, предполагает, что массовая кристаллизация хромита понижает содержание Fe^{2+} и одновременно повышает SiO_2 в расплаве, что, в свою очередь, запускает отделение сульфида [Teigler and Eales, 1993]. При этом «малосульфидный» характер рифов объясняется тем, что отделение сульфида в этом процессе комплементарно кристаллизации хромита. При прекращении кристаллизации хромита, сера продолжает накапливаться в дифференциате, и при поступлении новой порции магмы (либо любом другом смещении равновесия в область стабильности хромита) цикл повторяется, образуя, таким образом, последовательность рифов [Teigler and Eales, 1993]. Подобную схему предлагает и [Naldrett et al., 2012], однако, в ней кристаллизация хромита и сульфида напрямую не связаны, а образование последовательности рифов объясняется внутрикамерной магматической стратификацией.

Независимо от конкретной модели отделения сульфида и связи силикатно-сульфидной ликвации с осаждением хромита, большая часть раннемагматических моделей образования ЭПГ-рудноносных хромититов предполагает, что после отделения сульфидной жидкости значительная ее часть либо (1) растворилась в расплаве, например, при миграции в более горячие нижние горизонты камеры [Holwell and Keays, 2014] или прореагировала с хромитом [Naldrett et al., 2012], либо (2) сократилась в ходе дегазации и перехода S во флюид [Gritsenko et al., 2022; Iacono-Marziano et al., 2022], либо (3) сульфид замещался на поздне- и постмагматических стадиях [Gain, 1985; Von Gruenewaldt et al., 1986; Polovina et al., 2004].

В основе позднемагматической/метасоматической концепции формирования рифов в расслоенных интрузиях выступает поток флюидов либо поздних флюидонасыщенных расплавов, несущий комплексы благородных металлов, через слои кумулатов [Годлевский, 1959; Рябов et al., 2001; Ballhaus and Stumpfl, 1986; Boudreau, 1988; Boudreau and Meurer, 1999; Czamanske, 2002; Grokhovskaya et al., 2009; Boudreau, 2019; Sluzhenikin et al., 2020; Marsh et al., 2021]. Несмотря на то что эта концепция не настолько распространена как

«сульфидная», она объясняет (1) большое количество водо- и хлорсодержащих минералов в хромититовых рифах, (2) образование высоких концентраций хромшпинели, которое является главной проблемой раннемагматической модели, за счет формирования своего рода «хроматографической колонки» при просачивании интеркумуляусных флюидов и поздних расплавов [Коржинский, 1969; Коржинский, 1973; Irvine, 1980; Irvine et al., 1983; Boudreau and Meurer, 1999; Boudreau, 2004; Boudreau, 2019]. Наконец, существуют «гибридные» модели, предполагающие, что флюиды и поздние расплавы, поступающие из кумулатов, подавляют кристаллизацию темноцветов и усиливают осаждение хромита [Li et al., 2005], либо растворяют сульфид и/или переоткладывают платиноиды [Barkov et al., 1995; Andersen, 2006].

1.2. Краткий обзор истории изучения интрузий Норильского типа

Изучение геологии и полезных ископаемых Норильского района началось в середине XIX века с экспедиции А.Ф.Миддендорфа, упомянувшего в отчете проявления угля в районе озер Лама, Пясино и Глубокое [Middendorf, 1848]. Затем, во второй половине XIX века была обнаружена медная минерализация (предположительно, медистые песчаники протерозойского возраста), о мелкопромышленной разработке которой докладывали в отчете Ф.Б.Шмидт и И.А.Лопатин [Schmidt, 1872] и А.А.Сотников [Сотников, 1919]. Моментом открытия магматогенных медно-никелевых месторождений в Норильском районе принято считать находку Н.Н.Урванцевым в 1920 г. халькопиритовых жил в агриллитах тунгусской серии, которые, как выяснилось, являлись экзоконтактной сульфидной минерализацией интрузии Норильск-1 [Урванцев, 1923; Урванцев, 1981; Морозов и Кургузова, 2021]. Впоследствии, Григорьев И.Ф. (1923) впервые описал обнажения этой интрузии [Коровяков, 1963]. Таким образом, именно Норильск-1 стал отправной точкой в истории освоения и изучения месторождений в интрузиях Норильского типа.

С началом геологоразведочных работ и разработки месторождения Норильск-1 началось и его активное научное исследование. Было обнаружено, что интрузия имеет дифференцированное строение с краевыми зонами, сложенными породами неоднородной (такситовой) текстуры, и основной серией, дифференцированной от габбродиоритов (вверху) через габбродолериты до пикритовых, перидотитовых и троктолитовых разностей (внизу). В 1946 г., основываясь на уже имеющейся к тому моменту парадигме ликвационных сульфидных руд [How, 1914; Vogt, 1923; Coleman, 1924], В.К.Котульский предложил целостную гипотезу формирования сульфидных залежей Норильска-1, которая, как мы покажем далее, остается актуальной до сих пор. Согласно этой гипотезе, базальтовая магма разделяется на «кислую» и «перидотитовую», обогащенную S. При движении сквозь земную кору, «перидотитовые» магмы раскисляются при контаминации коровым материалом, что приводит к отделению сульфидной жидкости, которая концентрирует Fe, Cu и Ni. Эта жидкость скапливается и выталкивается либо в кристаллизующиеся интрузии, формируя вкрапленные руды, либо в собственные пластообразные тела, образуя массивные залежи [Котульский, 1946].

Важная роль ассимиляции вмещающих пород в петрогенезисе интрузии Норильск-1 и других к тому моменту известных интрузий Норильского района указывалась в работе М.Н. Годлевского (1959), который предположил, что до ¼ объема пород интрузивов имеет гибридное происхождение с существенным вкладом вмещающих пород и, следуя Заварицкому А.Н. (1937), связал неоднородность контактовых зон (такситовых габбродолеритов) с интенсивной дегазацией вмещающих пород. Происхождение сульфидных руд в данной работе также связывалось с раннемагматической ликвацией и предполагалось, что эта ликвация происходит в глубинной камере, обеспечивая длительное уравнивание сульфидного и силикатно расплавов и, как следствие, высокие концентрации Cu, Ni и платиноидов [Годлевский, 1959]. Тем не менее, примерно в то же время Б.А.Роговер, не исключая ликвацию как таковую, высказал идею о

том, что повышенное содержание металлов в ликвационных рудах месторождения Норильск-1 является следствием ассимиляции ранее существовавшего богатого гидротермального месторождения, остатки которого в настоящее время представляют собой богатые руды в экзоконтактах интрузии. Также им поддерживалась гипотеза о гибридном генезисе такситовых габбродолеритов: ассимиляция песчаников приводит к сдвигу эвтектики в системе $H_2O-An-Di$ [Yoder, 1953] в сторону плагиоклаза, таким образом формируя лейкократовые скопления, типичные для такситов [Роговер, 1959].

Детальная последовательность формирования различных породных ассоциаций интрузии Норильск-1 была предложена Коровяковым И.А. с соавторами, который выделил четыре стадии: (1) внедрение лейкогаббро и троктолитовых пород как наиболее ранней фазы, реликты и автолиты которой встречаются практически во всех породах интрузии; (2) формирование основной дифференцированной серии; (3) образование «пегматоидов» (крупнозернистых такситов?) краевых зон и габбродиоритов и (4) аутометасоматическую стадию. При этом было отмечено, что эта последовательность дифференциации имеет место как в глубинной камере, так и на уровне становления интрузивного тела [Коровяков и др., 1963].

Роль флюидов в формировании пород интрузии подчеркивалась в работах Золотухина В.В., Рябова В.В. и Васильева Ю.Р. которые отрицали ключевую роль ассимиляции, по крайней мере *in situ*, и предполагали, что такситовые габбродолериты являются аутометаморфическими породами, образовавшимися за счет преобразования и анатексиса более ранних закристаллизовавшихся порций под действием горячих струй магматического флюида [Золотухин, 1964; Золотухин и Васильев, 1967; Рябов, 1969; Zolotukhin and Ryabov, 1971; Золотухин и Рябов, 1972; Золотухин и др., 1975]. А в процессе рудообразования ключевая роль флюидной фазы была впервые предложена Генкиным А.Д. (1968), который предполагал, что в процессе дифференциации сульфидного расплава ЭПГ являются несовместимыми и накапливаются в «халькопиритовом» расплаве, а

позднее – в сосуществующей флюидной фазе. Этот флюид богат комплексными соединениями Pt и Pd, которые могут как мигрировать вместе с флюидом, так и разрушаться при реакции с сульфидом, осаждавая собственные минералы ЭПГ [Генкин, 1968]. Кроме этого, было показано, что для рудоносных интрузий и, в особенности, для рудоносных такситовых габбродолеритов характерна высокая фугитивность хлора и предложено, что именно этот фактор мог стать причиной мобильности и последующей концентрации благородных металлов [Горяинов, 1973].

Обнаружение в 1960х годах Талнахской и Хараелахской интрузий Хараелахского рудного узла открыло новый этап в изучении интрузий Норильского типа, и к началу 1970х годов сложился достаточно разнообразный спектр гипотез о происхождении этих интрузий и месторождений. К этому времени относительно механизма образования интрузивов существовали предположения о единовременном акте внедрения и дифференциации магм [Урванцев, 1921; Котульский, 1946; Годлевский, 1959; Урванцев, 1970], о последовательном внедрении родственных [Смирнов, 1966; Иванов, 1968] или совершенно различных [Роговер, 1959] магм, о флюидно-магматическом процессе дифференциации и многократном плавлении продуктов кристаллизации [Золотухин, 1969; Рябов, 1970; Zolotukhin and Ryabov, 1970] а также о том, что дифференцированность интрузий могла являться результатом высокотемпературного метасоматоза «обычных» недифференцированных долеритов [Горяинов, 1969; Горяинов, 1971]. В вопросе рудообразования главенствующей оставалась ликвационная модель, однако в то же время получила распространение метасоматическая гипотеза, предполагающая, что сульфидные руды – наложенные и образуются при воздействии флюидов на существующие габбродолериты [Иванов, 1968; Сухов, 1968; Горяинов, 1971; Золотухин, 1971].

В 70-е годы активно дискутировалась механика внедрения интрузивов и влияние магмы на вмещающие породы. Так, было предложено, что интрузия Норильск-1 сформировалась либо в результате засасывания магмы в полость и

«отливки существовавшей пустоты» [Филипенко, 1967], либо путем внедрения с уплотнением и отжигом осадочных пород с подчиненной ролью ассимиляции [Маслов, 1963; Тарасов, 1976], либо через ассимиляцию как основной процесс с последующим удалением материала вмещающих пород через извержения и эксплозии [Смирнов, 1966]. Детальное рассмотрение проблемы пространства при внедрении интрузивов Норильского типа Золотухиным В.В. (1970) и Урванцевым (1972) подвело промежуточный итог под этой дискуссией, и оба автора независимо сошлись на том, что ведущим процессом была дегидратация, дегазация и уплотнение (спекание) малокомпетентных осадочных пород с выделением большого количества флюидов (до об. 35% вмещающих пород). Ассимиляция и брекчирование в чистом виде, несомненно, присутствовали, однако в целом играли скорее подчиненную роль при внедрении магм [Zolotukhin and Ryabov, 1970; Урванцев, 1972]. Кроме этого, влияние динамики и температурного эффекта внедрения на вмещающие породы было изучено Тарасовым А. В. (1976), который указал на роль эффузивной толщи как жесткого экрана при формировании интрузии Норильск-1 а также на признаки частичного плавления терригенных пород тунгусской серии при внедрении интрузива [Тарасов, 1976].

В 80х годах с развитием современных методов анализа начался новый всплеск исследования интрузий Норильского типа. В работе Дистлера В.В. (1979) были выделены высоко- и низко-сернистые рудные ассоциации, характерные для пикритовых и такситовых габбродолеритов соответственно, и предложена двунаправленная схема дифференциации интрузии с (1) осаждением кристаллов в нижних частях дифференцированной серии и (2) движением флюидов из центра интрузии к контактовым зонам (главным образом – к верхнему эндоконтакту) [Дистлер, 1979]. На этом этапе изучения рудоносных интрузий роль флюидов также неоднократно подчеркивалась и предполагалось, что флюиды воздействуют на первично-магматические рудные скопления, приводя к вторичной концентрации рудных компонентов [Лихачев, 1982], а также участвуют в

перекристаллизации высокотемпературных МПГ и непосредственном транспорте ЭПГ [Genkin, 1986]. Кроме этого, была предложена новая концепция о происхождении сульфидных руд при сульфуризации расплава «трансмагматическими флюидами» [Зотов, 1979], в дальнейшем поддержанная А.А.Маракушевым [Маракушев и др., 1998]. Наконец, на этом этапе была впервые предложена обобщенная схема магматизма Норильского района «от мантии к месторождению», в рамках которой все магмы выплавлялись из гранатового перидотита и в течение длительного времени дифференцировали в нижнекоревой промежуточной камере, где формировался «остаточный гипербазит-базитовый сульфидноносный расплав». Далее магмы, включая этот сульфидноносный расплав, поднимались по системе эшелонированных камер, претерпевали дальнейшую дифференциацию (в том числе – ликвационную) и внедрялись на гипабиссальный уровень в виде интрузий различного состава. Рудоносные интрузии в данной схеме образовывались из существенно магниальных, пикритовых, магм [Дюзиков и Струнин, 1988; Duzhikov and Strunin, 1994].

Революционной и основополагающей в изучении Норильских месторождений работой является статья Радько В.А. (1991), в которой он сформулировал и математически обосновал так называемую «проточную модель» образования интрузивов и руд. Эта модель, поддержанная термодинамическими расчетами [Лихачев, 1992] предполагает, что (1) через пространство современных интрузивов идет прокачка больших (до 400 объемов интрузива) количеств магмы; (2) сульфиды отделяются как в глубинной камере, так и *in situ* и осаждаются из текущей магмы под действием гравитации из-за падения скорости ее движения и (3) кристаллизационно-динамическая дифференциация магм приводит к образованию верхних лейкогаббро и такситовых габбродолеритов при всплытии более легких кристаллов плагиоклаза и автолитов, и нижних такситовых габбродолеритов [Радько, 1991; Радько, 2016].

В 1990х годах к исследованию Норильских интрузий подключились зарубежные специалисты. А. Налдреттом поддерживалась идея Радько (1991) о «проточной камере» и была предложена модель, увязывающая специфику вулканических пород траппов и рудоносных интрузий. Согласно этой модели, базальтовые магмы надеждинской свиты (наиболее обедненные среди базальтов по халькофильным элементам и с отчетливыми коровыми изотопными метками) в результате интенсивной контаминации претерпели силикатно-сульфидную ликвацию, и сульфидный расплав, находясь в камере в течение длительного времени, вытянул халькофильные элементы из магмы. Интрузии Норильского типа произошли в результате выноса обогащенной рудоносными сульфидами придонной порции магмы из промежуточной камеры вместе со следующими, слабоконтаминированными трапповыми магмами [Naldrett et al., 1992]. Далее, в 1994 году Лайтфут с соавторами уточнили эту модель, предложив, что сульфиды выносились магмами, комагматичными не надеждинской или моронговской, а мокулаевской свите трапповых базальтов [Lightfoot et al., 1994]. Тогда же Лихачев и Зенько с соавторами предложили разные варианты многостадийного внедрения интрузивов [Likhachev et al., 1994, Zen'ko and Czamanske, 1994], а результаты геофизических исследований подтвердили существование глубинных промежуточных камер в Норильском районе [Rempel et al., 1994].

Таким образом, к середине 1990х годов сложились основные концепции формирования интрузий Норильского типа, и дальнейшие многочисленные исследования в большинстве своем уточняли и модифицировали эти концепции. Усовершенствованию двухстадийной модели образования металлоносных сульфидов [Naldrett et al., 1992] были посвящены работы Naldrett et al. (1995), Arndt et al., (2003), Ripley et al. (2003), в которой была предложена ассимиляция осадочной серы из эвапоритов, Lightfoot et al. (2005), Li et al. (2009) и Yao and Mungall (2021). Проблема корреляции эффузивных фаций и стадийности внедрения интрузий освещалась в работах Czamanske et al. (1995), Latyshev et al. (2020), Латыпова Р. и Криволуцкой Н.А. [Криволуцкая и Рудакова, 2009;

Криволуцкая, 2011; Latypov, 2002; Latypov, 2007; Krivolutskaya et al., 2012; Krivolutskaya, 2016; Krivolutskaya et al., 2020]. В последних предлагалось однофазное внедрение интрузий и оспаривалось родство интрузий с какими-либо эффузивными фациями. Кроме этого, стадийность образования интрузий рассматривалась в работах Малича К.Н., который на основании геохронологических данных сделал вывод о многоэтапном образовании месторождений [Малич и др., 2012; Malitch et al., 2018] и Толстых Н.Д., в которой подтверждалось образование такситовых габбродолеритов и основной серии из как минимум двух различных импульсов [Tolstykh et al., 2020]. В вопросе о концентрации платиноидов в металлоносных сульфидах преобладала парадигма высокого R-фактора (отношения масс уравновесившихся силикатной и сульфидной жидкостей) как ведущей причины обогащения сульфидов этими металлами [Campbell et al., 1993; Naldrett, 2003; Yao and Mungall, 2021]. Однако, в детальном исследовании Э.М. Спиридонова [Спиридонов и др., 2010] обосновывалась существенная роль флюидного транспорта ЭПГ, в то время как работа Krivolutskaya et al. (2019), «возродила» идею Роговера (1959), предположив, что сера и металлы (Cu, Ni, ЭПГ) могли не иметь генетического отношения к трапповой магме, а быть ремобилизованными ею из скоплений протерозойского возраста. Исследования текстурных характеристик сульфидов и их взаимоотношений с минералами, обогащенными летучими, позволили предположить, что сульфидные капли могли удерживаться в магме и транспортироваться в том числе за счет «прилипших» к ним крупных пузырей флюида [Barnes et al., 2019; Schoneveld et al., 2020; Yao and Mungall, 2020; Iacono-Marziano et al., 2022]. Наконец, большое количество аналитических данных и усовершенствование методик исследования позволили в 2000-2020х годах создать комплексные обзорные монографии, посвященные магматизму Норильского района Сибирской LIP и, в частности, проблеме генезиса Норильских месторождений [Рябов и др., 2001; Ryabov et al., 2014; Krivolutskaya, 2016; Радько, 2016], в которых еще раз подчеркивалась важность процесса флюидно-

магматической дифференциации при образовании рудоносных интрузий [Рябов и др., 2001; Ryabov et al., 2014], сложность проблемы корреляции рудоносных интрузий и эффузивных фаций траппов Норильского района а также приводились последние результаты оценки состава первичных магм для интрузий по данным исследования расплавных включений [Krivolutskaya, 2016].

1.3. Малосульфидные руды и породы верхнего эндоконтакта в интрузиях Норильского типа

Впервые повышенные концентрации ЭПГ в верхних горизонтах интрузии Норильск-1 были обнаружены при разведке и освоении этого месторождения в 1950х годах и описаны Г.Б.Роговером (1959). Им же было предложено, что такситовые (неравномерно-текстурные) габбродолериты, в которых эти концентрации проявлены, образовались в результате взаимодействия магмы с вмещающими терригенными породами [Роговер, 1959]. Специфический малосульфидный характер оруденения в верхней зоне и повышенное отношение Pt/Pd был показан Смирновым М.Ф. (1966), который, кроме этого, указал на сходство обнаруженной минерализации с рифом Меренского Бушвельдского комплекса [Смирнов, 1966].

Первые детальные исследования платинометалльного оруденения и сопутствующей хромитовой минерализации в верхних эндоконтактах интрузий Норильского типа были проведены Рябовым В. В. (1982, 1984). Исследования показали, что породы с хромитовой и платиновой минерализацией характеризуются «распыленной» через все породообразующие силикаты тонкой вкрапленностью хромита и обилием низкотемпературных водосодержащих силикатов. Исследование процессов дифференциации в основной зоне интрузии и минералогии верхней зоны позволили предположить, что хром, Cu, Ni и ЭПГ переносились из нижележащих горизонтов интрузии восстановленными флюидами и концентрировались в верхнем эндоконтакте при встрече с «геохимическим барьером» в виде увеличения $f(\text{O}_2)$, T и падения P [Рябов и др.,

1982, 1984]. Дальнейшие исследования показали, что наряду с хромитоносными такситовыми габбродолеритами, малосульфидное оруденение может вмещаться и бесхромитовыми такситовыми габбродолеритами. Таким образом, было выделено два типа минерализации: платинохромитовый и, собственно, платино-малосульфидный (бесхромитовый) и установлены основные концентраторы Pt (сперрилит) и Pd (соединения Pd-As-Sb различной стехиометрии) [Рябов и др., 1992]. Объединение данных по МС-горизонту с результатами исследования рудоносных норильских интрузий в целом позволили сделать вывод, что в верхних эндоконтактах интрузий в ходе дифференциации магма расслаивается на кислую флюидизированную и более мафическую сухую, в результате чего образуются специфические такситовые габбро, а также происходит силикатно-сульфидная ликвация и кристаллизация хромита [Рябов и др., 2001].

Исследования МС-горизонта с акцентом на сульфиды и МПГ, проводившиеся В. В. Дистлером и С. Ф. Служеникиным с соавторами [Дистлер и др., 1994; Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000] на обширном материале МС-руд с различных объектов Норильского-района показали, что для всех объектов МС-оруденение характеризуется сильной петрографической и минералогической неоднородностью с признаками интенсивной флюидизации и флюид-расплавной несмесимости, и существует выраженная схожесть между МС-рудами норильских интрузий и платиноносными рифами Меренский (Бушвельд) и JM-риф (Стиллотер). Кроме этого, было отмечено, что малосульфидное оруденение в некоторых интрузиях Норильского района наблюдается и в случае полного отсутствия хромитовой минерализации [Служеникин, 2000]. По результатам этих исследований было предположено, что в основе генезиса малосульфидных руд в интрузиях Норильского типа лежит интенсивная флюидная конвекция с оттоком платиновых металлов, растворенных в виде комплексов во флюиде, в зоны наиболее поздней кристаллизации интрузивов – нижние части верхнего эндоконтакта [Дистлер и др., 1994]. Гипотеза ведущей роли флюидов в образовании МС-горизонта подтвердилась детальным

исследованием минералов ЭПГ малосульфидных руд Норильских интрузий, показавшим, что большинство из них могли образовываться на поздне- и пост-магматическом этапе [Служеникин, 2000] а также обнаружением в верхнем экзоконтакте Талнахской интрузии платиноносных скарнов, в которых МПГ по определению имеют метасоматическое происхождение [Рябов, 1996].

В более поздних работах доминирует взгляд, что МС-оруденение связано в первую очередь с концентрированием ЭПГ в сульфидной жидкости, так как проявлена отчетливая корреляция (Cu+Ni) с содержанием ЭПГ [Служеникин и др., 2016; Sluzhenikin et al., 2020; Gritsenko et al., 2022]. Более того, в работе Н.Д.Толстых была предложена, что часть МПГ кристаллизовалась на раннем этапе непосредственно из силикатного расплава (сперррилит, изоферроплатина, мертиеит-II), а другая часть (многочисленные станниды, висмутиды, теллуриды, стибиды МПГ) ассоциировала с дифференциацией сульфидной жидкости, образовавшейся после или во время кристаллизации ранних фаз платиноидов [Tolstykh et al., 2019].

Примечательно, что, по информации, имеющейся у автора, вопрос о том, почему для МС-горизонта (и только для него) характерен тенор ЭПГ, в 10-100 раз превышающий таковой для «обычных» вкрапленных руд, долгое время оставался без детального обсуждения. Лишь в последних работах высказывались идеи о том, что ведущим фактором высокого концентрирования ЭПГ в сульфидной массе было аномально длительное взаимодействие этих сульфидов с силикатным расплавом (высокий R-фактор) [Schoneveld et al., 2020] вместе с интенсивной дегазацией сульфидного расплава, приводящей к переходу большей части S во флюид [Schoneveld et al., 2020; Gritsenko et al., 2022].

Таким образом, ключевыми положениями, доказанными в ходе предыдущих исследований МС-оруденения в интрузиях норильского типа, являются:

1. Универсальный характер обогащения ЭПГ верхних эндоконтактовых зон различных ультрамафит-мафитовых интрузивов норильского района [Служеникин, 2000]

2. Типичная минералогическая ассоциация хромит + сульфиды + МПГ для МС-горизонтов интрузий Норильского типа, притом что в ряде случаев хромит может и отсутствовать.

3. Флюидонасыщенность и сильная гетерогенность среды формирования МС-оруденения.

Важными генетическими идеями, сформулированными в значительной части работ предшественников, являются:

1. Участие сульфидной жидкости в формировании МС-горизонта.

2. Взаимодействие контрастных сред (предположительно мафической и кислой флюидонасыщенной), приводящее к кристаллизации хромита и, возможно, отделению сульфидной жидкости. В качестве мафической рассматривается основная (или ультраосновная магма), а в качестве более кислой – дифференцированный расплав [Рябов и др., 2001] либо ассимилированные вмещающие породы [Sluzhenikin et al., 2020; Chayka et al., 2020].

3. Важная роль флюидов в переносе ЭПГ и, возможно, хрома при образовании МС-горизонта.

Вместе с тем, неразрешенные на данный момент проблемы генезиса МС-горизонта связаны с:

1. Соотношением и конкретными ролями процессов (1) магматической дифференциации, (2) ассимиляции вмещающих пород и (3) пневматолитового и гидротермального этапов формирования МС-горизонта.

2. Механизмом и местом кристаллизации аномального количества хромшпинелидов.

3. Генетической связью хромитовой и платинометалльной минерализации.

4. Самим феноменом «малосульфидности» руд верхних эндоконтактовых зон норильских интрузий.

Предполагается, что, решив эти вопросы (или сформулировав непротиворечивые гипотезы по каждому из них), можно будет составить

комплексную генетическую схему МС-оруденения в рудоносных интрузиях Норильского района.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА И ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1

2.1. Регионально-геологический очерк

Норильский рудный район, включающий в себя три важнейшие рудоносные интрузии, Норильск-1, Талнахскую и Хараелахскую, расположен на северо-западной окраине Сибирской платформы, в области ее сочленения с Енисей-Хатангским прогибом и Западно-Сибирской плитой. Этот район является частью пермо-триасовой Сибирской крупной изверженной провинции (Сибирской LIP) и расположен в ее северо-западной части. В этом районе выделяются Хараелахский и Норильский прогибы (мульды), перекрытые трапповыми базальтами, пологая антиклиналь между которыми заполнена более древними девонскими и карбон-нижнепермскими осадочными породами. Район характеризуется сложной тектоникой и многочисленными разломами, среди которых доминирует северо-восточное направление. Один из наиболее крупных региональных разломов, Норильско-Хараелахский, контролирует расположение главных рудоносных интрузий: Норильск-1, Талнахской и Хараелахской (Рис. 1).

Стратифицированная толща, залегающая на кристаллическом фундаменте, сложенном сланцами, гнейсами и гранито-гнейсами, представлена преимущественно осадочными породами возраста от рифея до карбона и трапповыми эффузивами Сибирской LIP (P₂-T₁). Верхнепротерозойская толща образована карбонатами, терригенно-осадочными породами (сланцами, песчаниками, кварцитами низкой степени метаморфизма), в рифейских отложениях присутствуют эффузивные прослои. Толщи кембрийского, ордовикского и силурийского возрастов преимущественно карбонатные, с прослоями глинистых сланцев и алевролитов. В девонских отложениях также преобладают карбонаты, переслаивающиеся с терригенными пелитовыми толщами и широко распространены эвапоритовые образования: соли и сульфатные отложения. Нижнекарбоновая серия представлена карбонатами, а

верхнекарбон-нижнепермская (тунгусская серия)– терригенными пелитовыми породами: алевролитами, углистыми аргиллитами и углями (Рис. 1).

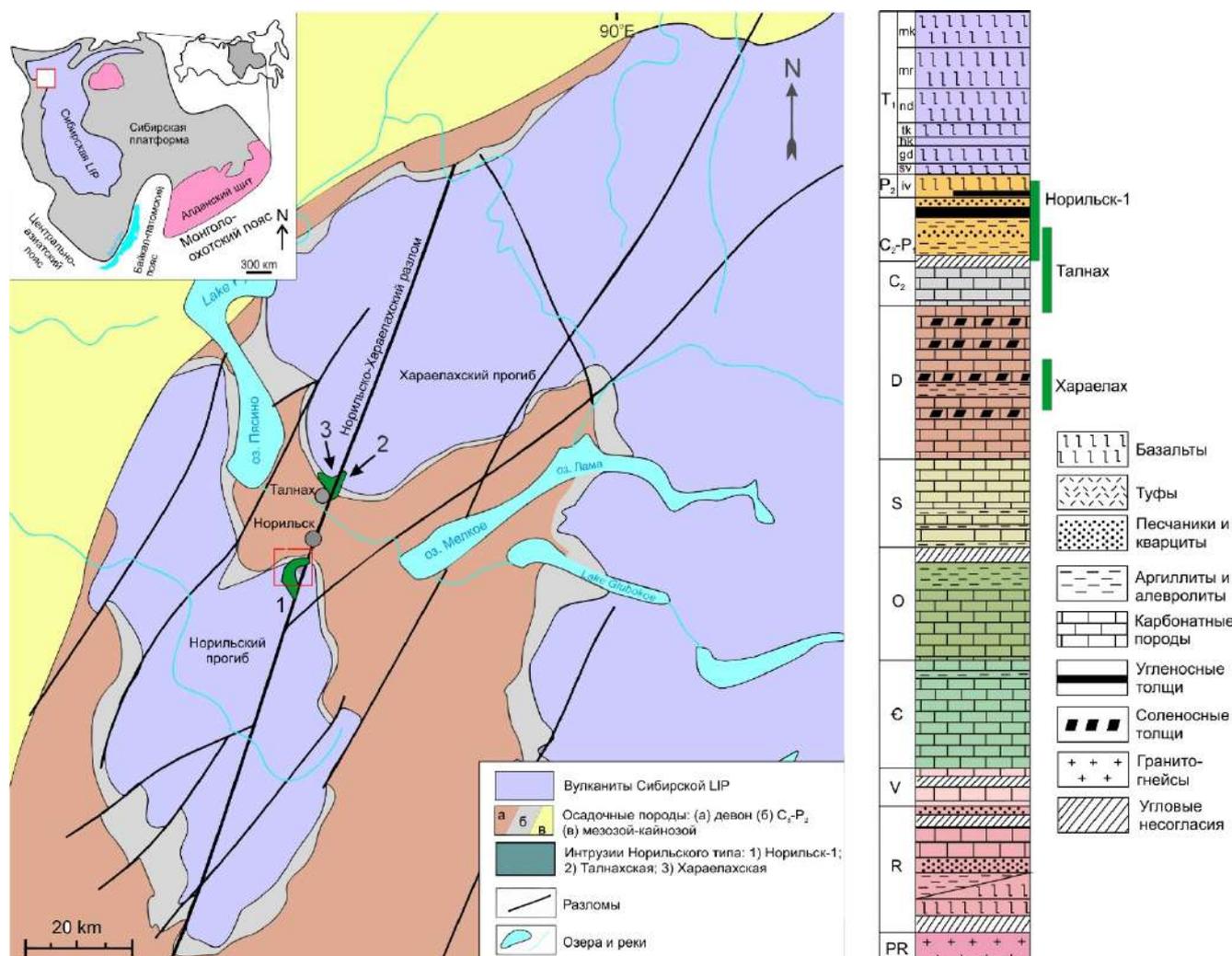
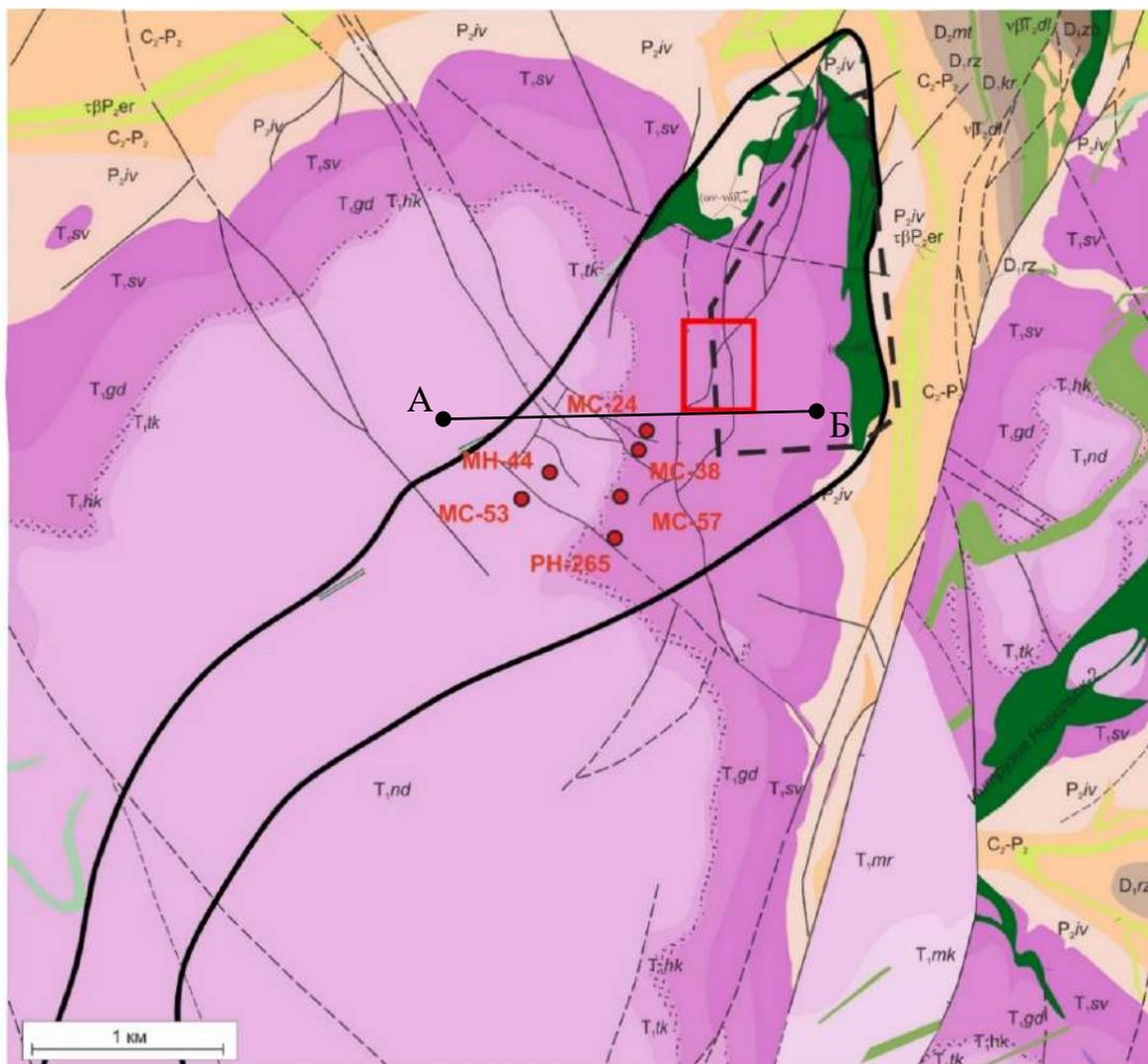


Рисунок 1. Обобщенная геологическая схема строения Норильского района с проекциями главных рудоносных интрузий, и стратиграфическая колонка Норильского района с указанием стратиграфического положения главных рудоносных интрузий [Струнин, 1994; Malitch et al., 2018]. На врезке с региональной геологической привязкой местонахождение Норильского района обозначено прямоугольником.

Стратифицированная трапповая серия Сибирской ЛП разделяется на три высоко-Ті свиты (нижняя часть) и восемь низко-Ті толеитовых свит. Вулканогенная толща начинается с верхнепермских субщелочных базальтов ивакинской свиты, в нижней части которых присутствуют многочисленные фрагменты терригенных и углистых пород, а также слои углей, среди которых пласт «Заметный» является важной составляющей кровли интрузии Норильск-1.

Выше залегают афировые базальты сыверминской свиты и пикритовые и плагиофировые базальты гудчихинской свиты. Низко-Т_i последовательность начинается с туфов и туфобречкий хаканчанской свиты, за которой следуют афировые, порфиоровые и пикритовые базальты туклонской свиты, афировые и плагиофировые базальты надеждинской и моронговской свит (Рис.1). Вышележащие мокулаевская, хараелахская, кумгинская и самоедская свиты также относятся к толеитовым формациям, однако в районе интрузии Норильск-1 практически не представлены.

Интрузивные формации Норильского района представлены следующими комплексами [Рябов и др., 2001]: ергалахский (трахидолериты), пясинский (трахиандезитовые порфириты), гудчихинский (оливиновые и пикритовые долериты), огонерский (пойкилоофитовые долериты и габбродолериты), фокинский (оливиновые, пикритовые и троктолитовые габбродолериты), норильский (полнодифференцированный тип), моронговский (высокомагнезиальные мафит-ультрамафитовые интрузии), далдыканский (недифференцированные долериты и габбродолериты) и авамский (трахидолериты). Норильский комплекс подразделяется на норильский тип (полнодифференцированные рудоносные интрузии Норильск-1, Талнахская, Хараелахская, Имангдинская, Микчангдинская, Черногорская и Норильск-2), нижнеталнахский тип (дифференцированные меланократовые слаборудоносные интрузии), круглогорский тип (преимущественно лейкогаббрового состава) и зубовский. В районе интрузии Норильск-1 расположены также интрузия Норильск-2, интрузии круглогорского типа норильского комплекса, далдыканского и ергалахского комплексов (Рис. 2).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Эффузивные образования	Осадочные образования	Интрузивные образования	
T_{mk} Мокулаевская свита	C_2-P_2 Тунгусская серия	$\nu\beta T_{dl}$ Далдыканский комплекс	$\frac{a}{b}$ Разломы установленные (a) и предполагаемые (b)
T_{mr} Моронговская свита.	D_{mt} Мантуровская свита	$\nu\beta T_{dl}$ Норильский тип норильского комплекса.	\curvearrowright Контур проекции интрузии Норильск-1
T_{nd} Надеждинская свита.	D_{rz} Разведочнинская свита	$(\nu\beta)T_{kr}$ Круглогорский тип норильского комплекса.	\square Контур карьера Медвежий ручей
T_{tk} Туклонская свита	D_{kr} Курейская свита	$\tau\beta P_{er}$ Ергалахский комплекс	MH-44 Расположения опробованных скважин
T_{hk} Хаканчанская свита	D_{zb} Зубовская свита		\square Область пробоотбора в карьере Медвежий ручей
T_{gd} Гудчихинская свита			
T_{sv} Сыверминская свита			
P_{jv} Ивакинская свита			

Рисунок 2. Геологическая карта района северной части интрузии Норильск-1 по данным поисково-оценочных работ [Ерыкалов и др., 2006] с местоположениями пробоотбора.

2.2. Строение интрузий Норильского типа и интрузии Норильск-1

Интрузии норильского типа – полнодифференцированные ультрамафит-мафитовые интрузии, имеющие форму сложных субпластовых, часто ветвящихся у периферии тел (хонолитов), и несущие богатую ЭПГ-Cu-Ni сульфидную минерализацию. В общем случае, в строении интрузий выделяются верхняя и нижняя эндоконтактные зоны (ВЭЗ и НЭЗ) и главная дифференцированная зона (ГЗ) (Рис. 3). Обе эндоконтактные зоны содержат контактовые габбродолериты и гибридные контактовые породы (непосредственно у контактов) и такситовые габбродолериты – породы с неравномерной текстурой, содержащей как лейкократовые, так и меланократовые участки. Верхняя эндоконтактная зона часто содержит мощный слой лейкогаббро, который, однако, выдержан не на всей площади интрузии и часто выклинивается. В нижней зоне лейкогаббро встречается реже и образует линзы и выклинивающиеся горизонты. Для ВЭЗ, в отличие от нижней зоны характерны брекчии с обломками ороговикованных осадочных пород и частично перекристаллизованных базальтов. Кроме этого, такситовые габбродолериты ВЭЗ содержат больше меланократовых ассоциаций и участки с богатой хромитовой минерализацией, тогда как такситы нижней зоны, как правило безоливиновые и не содержат хромита. Главная дифференцированная зона (снизу вверх) образована пикритовыми и троктолитовыми габбродолеритами с линзами и шлирами такситовых габбродолеритов (нередко с хромитовой минерализацией), оливиновыми габбродолеритами, оливин-содержащими габбродолеритами, безоливиновыми габбродолеритами и габбродиоритами. Переход между ВЭЗ и главной дифференцированной зоной обычно плавный, характеризуется появлением такситовидной текстуры в породах главной зоны, переходящей выше в «истинные» такситовые габбродолериты.

Зона	Колонка	Породы	Оруденение	Cu/Ni				$\Sigma_{ЭПГ} / \Sigma_{\text{сульфидов}}$						
				1	2,5	5	10	1	10	100	1000			
Верхний экзо-контакт		Вулканические (базальты), осадочные (песчаники, аргиллиты, угли) и метасоматические (скарны, роговики) породы	Прожилково-вкрапленные и жильные руды											
Верхняя эндоконтактная зона (ВЭЗ)		Лейкогаббро	Малосульфидные руды (МС-горизонт)											
		Гибридные г-д, контактовые г-д, магматические брекчии												
Главная дифференцированная зона		Такситовые г-д, нередко с хромитовой минерализацией и пикритовыми обособлениями	Вкрапленные руды											
		Такситовидные безрудные г-д												
		Безоливиновые г-д, габбродиориты												
Нижняя эндоконтактная зона (ВЭЗ)		Оливинсодержащие и оливиновые габбродолериты	Массивные руды											
		Пикритовые г-д с такситовыми обособлениями, троктолиты.												
Нижний экзо-контакт		Такситовые габбродолериты	Прожилково-вкрапленные руды											
		Оливиновые габбродолериты Контактные габбродолериты												
		Осадочные (песчаники, аргиллиты) породы, силлы ергалахского комплекса												



Рисунок 3. Обобщенная схема строения интрузий Норильского типа и расположения в них главных рудоносных ассоциаций. По [Дистлер, 1994], с использованием данных автора и [Tolstykh et al., 2020].

Выделяется 4 типа медно-никелевого и платинометалльного оруденения, связанных с интрузивами норильского типа (Рис. 3). Наиболее рентабельные и активно разрабатываемые в данный момент – массивные сульфидные руды, находящиеся в приподошвенной части интрузивов и в нижнем экзоконтакте. Они рассматриваются либо как входящие в состав интрузии и образовавшиеся в результате динамической дифференциации [Радько, 1991], либо в качестве более поздних отдельных внедрений сульфидного расплава [Дистлер, 1994]. Промышленные массивные руды типичны для Талнахской и Хараелахской

интрузий, тогда как в составе интрузии Норильск-1, рассматриваемой в данной работе, распространение сульфидных руд ограничено разрозненными участками в ее северной части. С массивными рудами придонной части интрузивов ассоциирует прожилково-вкрапленная минерализация в породах более дистального экзоконтакта, которая также характерна и для верхнего экзоконтакта. Экономически значимое оруденение также сосредоточено в пикритовых и такситовых габбродолеритах нижних зон интрузивов в виде вкрапленных и прожилково-вкрапленных сульфидных руд, которые рассматриваются в качестве продуктов кристаллизации капель и интерстициальных выделений сульфидной жидкости, несмесимой с силикатной магмой. Малосульфидное оруденение, рассматриваемое в данной работе, расположено в нижних частях верхней эндоконтактной зоны интрузий. Для МС-руд интрузии Норильск-1 в 2000-2006 г. ПАО «Норникель» были проведены оценочные работы, которые позволили оконтурить экономически перспективные участки МС-горизонта [Ерыкалов и др., 2006]. Более подробно структурная позиция МС-горизонта в интрузии Норильск-1 описана в следующей главе.

Интрузия Норильск-1 (вместе с Южно-Норильской ветвью) является изогнутым в плане лентовидным телом с длиной около 12 км и мощностью в центральной и северных частях до 150 м. В разрезе интрузия имеет форму субпластового корытообразного тела, погружающегося в юго-западном направлении (Рис. 4). Характер залегания интрузии контролируется падением стратифицированных осадочных и вулканических толщ. Вмещающими породами для большей части интрузива являются базальты ивакинской свиты с прослоями углистых пород и терригенные породы тунгусской серии. Нередко в нижнем контакте интрузия контактирует с более ранними (P_2) силлами ергалахского комплекса (Рис. 4). Считается [Радько, 1991; Naldrett et al., 1992; Yao and Mungall, 2021], что подводным каналом для интрузии служило субвертикальное дайко-или штокоподобное тело, однако в природе его пока обнаружить не удалось. Выходы интрузии Норильск-1 на поверхность присутствуют в ограниченном

количестве в левом склоне долины р. Медвежий (Рис. 2) а также вскрыты техногенно в карьерах Медвежий и Угольный ручей, и практически вся информация о строении и рудоносности интрузива была получена буровыми работами.

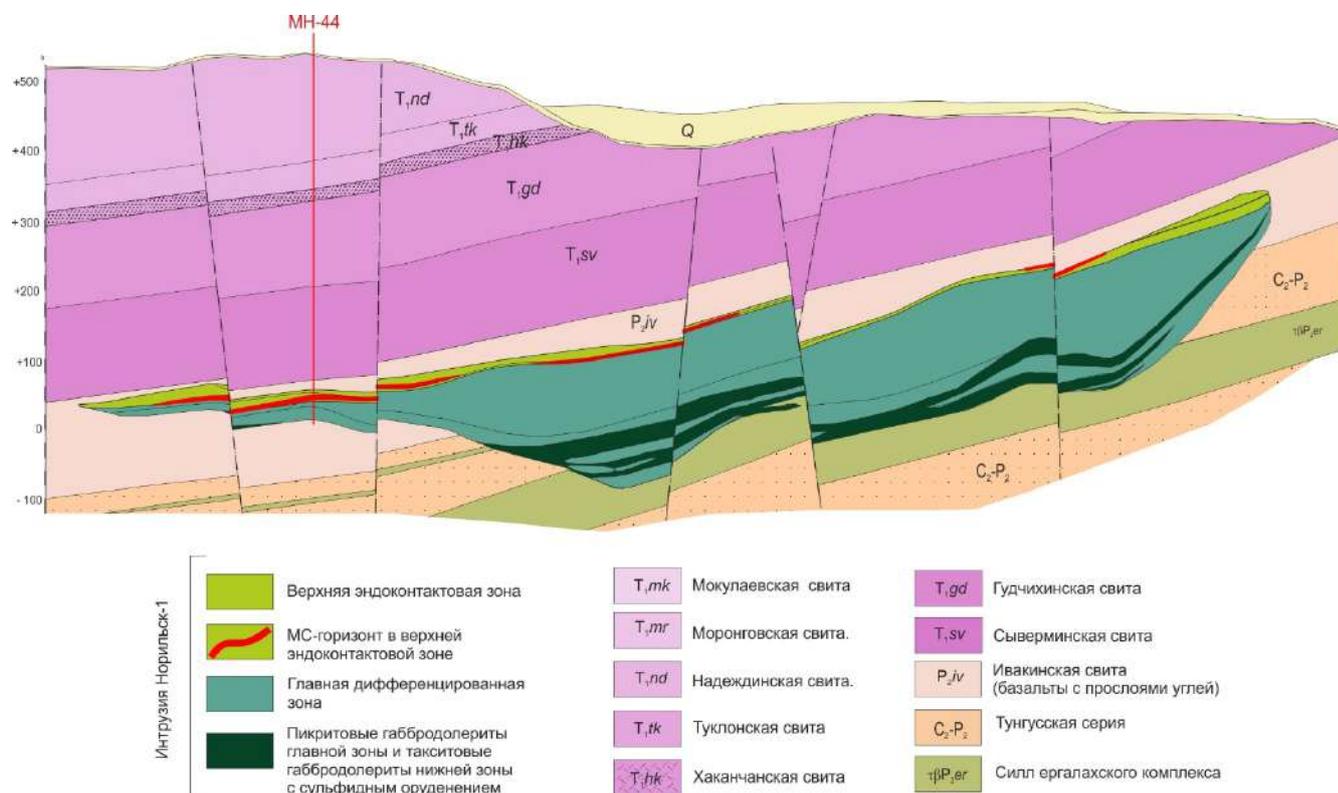


Рисунок 4. Геологический разрез интрузии Норильск-1 и вмещающих пород по линии А-Б (см. Рис. 2) [Ерыкалов и др., 2006] Обозначено положение скважины МН-44, рассмотренной в данной работе.

ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной главе приводится описание каменного материала исследований (3.1.), инструментальных (лабораторных) методов (3.2.) и отдельным разделом – экспериментального метода исследования многофазных включений в хромшпинелиде (3.3). Методики инструментального анализа для минералогических и валовых геохимических исследований описаны в разделе 3.2., экспериментальная работа и инструментальный анализ продуктов экспериментов -- в разделе 3.3.

3.1. Материалы исследований

Для исследования была подобрана коллекция пород (1) верхней эндоконтактовой зоны интрузии Норильск-1 с прилегающими породами из главной дифференцированной зоны и верхнего экзоконтакта и (2) рудоносных пород из горизонтов пикритовых габбродолеритов главной зоны и такситовых габбродолеритов нижней эндоконтактовой зоны. Каменный материал с обнажений МС-горизонта и рудоносных пород нижней части интрузий был отобран Житовой Л.М. (2012 год), Калугиным В.М. (2016 год) и автором (2019 г. – только по нижней части интрузий в силу недоступности МС-горизонта к этому моменту). Кроме этого, были изучены представительные образцы кернов скважин, пробуренных в ходе поисково-оценочного проекта на МС-оруденение 2000-2006 г (скважины МС-24, МС-38, МН-44, МС-53 и МС-57), при этом разрез по скважине МС-24 был использован изучен наиболее детально как опорный в силу хорошей представленности МС-горизонта и коротких интервалов опробования. Каменный материал по этим скважинам был предоставлен сотрудниками ИГМ СО РАН Шевко А.Я. и Горой М.П. (МС-24) и сотрудником ИГЕМ РАН Служеникиным С.Ф. (МС-38, МН-44, МС-53 и МС-57). В дополнение, изучались образцы скважины РН-265, главным образом по вкрапленным сульфидным рудам, (коллекция сотрудника ИГГиГД СФУ Шведова Г.И.) и образец АМ-63, углистая брекчия, отобранный Марфиным А.Е. (ИЗК СО РАН) из подземных скважин

рудника Заполярный. Породы были разделены на 9 категорий, основываясь на их положении в разрезе, вещественном составе и рудоносности по ЭПГ (Таблица 1). Полный реестр образцов с кратким описанием представлен в Таблице П1, схема отбора образцов по кернам – на Рисунке 5. Объем основных лабораторных исследований кратко суммирован в Таблице 3, приблизительные объемы минералогических исследований (SEM EDS и EPMA) приведены в разделе 3.2

Таблица 1. Категории (типы) образцов, исследованных в работе, и их критерии выделения.

Категория	Расшифровка	Критерий выделения
МСХ	МС-горизонт с хромитовой минерализацией (хромитовый тип МС-руд)	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к ВЭЗ Pt + Pd > 1 ppm по данным автора ИЛИ систематическое присутствие МПГ in situ Хромитовая минерализация и Cr₂O₃ > 1%
МС6Х	МС-горизонт без хромитовой минерализации (бесхромитовый тип МС-руд)	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к ВЭЗ Pt + Pd > 1 ppm по данным автора ИЛИ систематическое присутствие МПГ in situ Отсутствие хромитовой минерализации
МСБр	МС-горизонт с хромитовой минерализацией в контактовой брекчии	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к ВЭЗ Pt + Pd > 1 ppm ИЛИ систематическое присутствие МПГ in situ Отсутствие хромитовой минерализации и Cr₂O₃ < 1%
ВЭЗ-нер	Нерудные породы ВЭЗ (кроме контактовых)	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к ВЭЗ Pt + Pd < 1 ppm
ПикХР	Пикритовые рудоносные (сульфид + ЭПГ) габбродолериты ГЗ с густовкрапленной хромитовой минерализацией	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к ГЗ или переходу между ГЗ и НЭЗ Pt + Pd > 1 ppm по данным автора или по документации поисковых работ Хромитовая минерализация и Cr₂O₃ > 1%
ПикР	Пикритовые рудоносные (сульфид + ЭПГ) габбродолериты ГЗ	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к горизонту пикритовых габбродолеритов ГЗ Pt + Pd > 1 ppm по данным автора или по документации поисковых работ Аксессуарный хромит или его отсутствие
ТаксР	Такситовые рудоносные габбродолериты НЭЗ	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к горизонту такситовых габбродолеритов НЭЗ Pt + Pd > 1 ppm в анализах автора или по документации поисковых работ ИЛИ выраженная сульфидная вкрапленность
Конт	Контактные породы: экзоконтакт, гибридные габбродолериты, контактовые брекчии	<ul style="list-style-type: none"> Принадлежность к породам экзоконтакта ИЛИ принадлежность к ВЭЗ или НЭЗ с мелкозернистой структурой, наличием обломков, присутствием большого количества апатита и ильменита
Другие	Породы, не подходящие под критерии выше (или с неподтвержденной рудоносностью)	

Таблица 2. Объем основных лабораторных исследований.

	Минералого-петрографические препараты	Валовая геохимия					Прогрев включений в хромшпинелидах		
		XRF	ICP-MS	Cu, Ni, Co, S	ЭПГ	Изотопы Rb, Sr, Sm, Nd	К-во образцов	EPMA стекл	SIMS стекл
МСХ	22	21	21	21	15	4	2	110	23
МСБр	2	1	1	1	1		2	113	19
МС6Х	9	9	9	9	7				
ВЭЗ-нер	10	10	10	10	7				
ПикХР	7	6	6	6	3		2	24	16
ПикР	10	3	3	3	4				
ТаксР	3	6	6	6					
Конт	21	21	21	21	5				
Другие	16	15	15	15					
Всего	100	92	92	92	42	4			

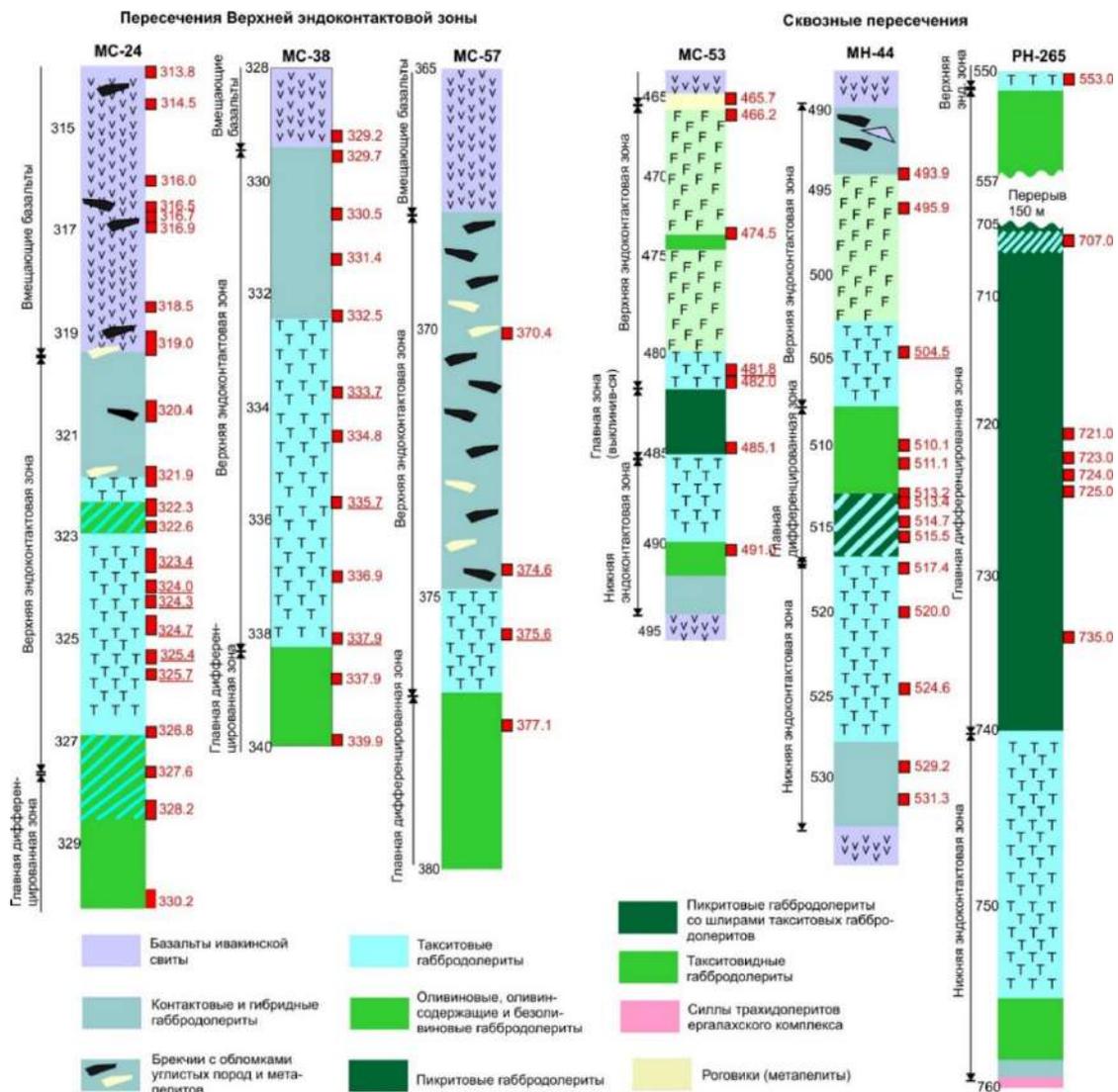


Рисунок 5. Литологические колонки скважин МС-24, МС-38, МН-44, МС-53, МС-57 и РН-265, изученных в данной работе, с указаниями местоположения образцов, отобранных из этих скважин. Подчеркнуты номера образцов с хромитовой минерализацией.

3.2. Инструментальные методы исследований

Полированные шлифы и аншлифы горных пород изучались методом оптической микроскопии в отраженном и проходящем свете (в одном и скрещенных николях) с помощью поляризационного микроскопа AXIO LAB.A1 POL (Carl Zeiss, Германия). Фотосъемка препаратов проводилась с помощью цифрового фотоаппарата Canon PowerShot A640. Сшивка снимков для получения панорамных фотографий высокого разрешения проводилась в ПО PTGui.

Минералогические исследования проводились с помощью электронной микроскопии с энергодисперсионным анализом (SEM EDS) и микрондового волнового дисперсионного рентгеноспектрального анализа (EPMA). Всего было методом SEM EDS получено более 5000 точечных анализов и более 800 изображений, методом EPMA – около 2500 точечных анализов.

Таблица 3. Методы количественного и полуколичественного анализа, применявшиеся для минералогических исследований

	SEM EDS	EPMA
Оливин	-	+
Плагиоклаз	-	+
Пироксены	-	+
Флогопит	+	+
Апатит	+	+
Сапонит, хлорит (полуколич.)	+	-
Хромшпинелиды	+	++
Амфиболы (полуколич.)	+	-
Сульфиды	-	+
МПП (полуколич.)	+	-

Исследования методом электронной микроскопии проводились в ИГМ СО РАН на микроскопах Tescan Mira 3 LMU и JEOL JSM 6510 LV, в Университете Тасмании (Австралия) на микроскопе Hitachi SU-70, в Томском Политехническом университете на микроскопе Tescan Vega 3 SBU, в Сибирском федеральном университете (Красноярск) на микроскопе Tescan Vega 3 SBH, в Институте

вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский) на микроскопе Tescan Vega 3 и в Институте экспериментальной минералогии на микроскопах Tescan Vega 3 и Tescan CamScan. Данные электронной микроскопии обрабатывались в программах Oxford INCA, Oxford Aztec и InCap. Количественный анализ минеральных фаз с использованием ЭДС-микροанализатора [Лаврентьев и др., 2015] проводился на электронных микроскопах Tescan Mira 3 LMU и Hitachi SU-70. В качестве количественных анализов использовались концентрации элементов, превышающие 3σ , определенные программой-анализатором и если сумма концентраций не отличалась от теоретической суммы для данного минерала более чем на 1.5%.

Изображения, полученные с помощью электронной микроскопии, обрабатывались с помощью программ Adobe Photoshop, Corel Photopaint, для сшивки панорамных фотографий использовались Adobe Photoshop и PTGui. Кроме этого, для визуализации различий состава хромшпинелидов на BSE изображениях, использовалась цифровая обработка BSE-растров. Было замечено, что хромшпинелиды с различным соотношением Fe/Mg имеют разный оттенок на исходных BSE снимках за счет различий в средней атомной массе. Обработка проводилась в Adobe Photoshop CC 20.0.0 по следующей схеме. Сначала при помощи инструмента “Adjustment → Curves” мы расширяли диапазон уровней, соответствующий зернам хромшпинелидов. Затем применялся инструмент “Adjustment → Gradient map”, который присваивал диапазону уровней хромшпинелидов «радужную» цветовую развертку таким образом, что наиболее темные (магнезиальные) хромшпинелиды окрашивались в темно-синий, а наиболее светлые (железистые) – в красный. Наконец, уровни других минеральных фаз (оливин, пироксены, плагиоклаз, сульфиды) корректировались таким образом, чтобы они отличались друг от друга и сульфидов. Этот алгоритм позволил получить представительные изображения, отражающие качественные вариации состава хромшпинелидов на BSE-фотографии и в пределах целого шлифа в целом, если использовался панорамный снимок.

Микрозондовый EPMA анализ проводился с помощью рентгеноспектральных микроанализаторов JEOL JXA-8320 и JEOL JXA-8100 (ИГМ СО РАН). Параметры анализа для всех минералов, кроме микропримесного анализа оливина: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 40 нА, время набора сигнала – 30 с. В качестве стандартов был использован набор синтетических и натуральных минеральных фаз (хромит, амфибол, диопсид, альбит, оливин, биотит, ильменит, ортоклаз, апатит, Fe₂O₃, TiO₂, NiS, CoS металлические Fe, Ni, As, Pd, оксиды редкоземельных металлов). Внутренний стандарт (натуральный минерал) измерялся трижды через каждые 30-50 анализов, коррекция на дрефт анализа внутреннего стандарта проводилась в программе MSeXcel. Микропримесный анализ оливина проводился на анализаторе JEOL JXA-8320 ускоряющем напряжении 25 кВ и токе 900 нА по методике, описанной в [Batanova et al., 2015]. Пределы обнаружения для микрозондового анализа приведены в Таблице 4. Состав хромшпинелидов пересчитывался на Fe²⁺ и Fe³⁺ исходя из приближения электронейтральности минерала и стехиометричного отношения катионов к кислороду [Droop, 1977].

Для идентификации минеральных фаз в многофазных включениях в хромите использовалась Рамановская спектроскопия, проводимая с помощью спектрометра LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon, оборудованным оптическим микроскопом Olympus BX41 (ИГМ СО РАН). Спектр неупругого рассеяния возбуждался с помощью Ar⁺ лазера с длиной волны 514.5 нм. Диаметр апертуры составлял 200 μm, спектр набирался в диапазоне 100-1200 см⁻¹ на протяжении трех циклов по 30 с. База данных RRUFF и данные из Giordano et al., (2019), Antonakos et al. (2007) и Kharbush (2018) использовались для идентификации фаз.

Валовые составы пород по главным и рассеянными примесным элементам анализировались методом рентгено-флуоресцентного анализа (XRF) (петрогенные компоненты и Cr) и масс-спектрометрией с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS). XRF-анализы были получены на рентгеновских спектрометрах ARL-9900XP (ИГМ СО РАН) и S4 Pioneer Bruker AXS (ИЗК СО

РАН) [Pashkova et al., 2019]. Пределы обнаружения составляли <0.02% для петрогенных компонентов и <5 ppm для Cr. ICP-MS анализ проводился в ИПТМ РАН (г. Черноголовка) с помощью квадрупольного масс-спектрометра Thermo Scientific X-7 после автоклавного разложения пудры пород кислотами HNO₃, HF, HCl и HClO₄ [Карандашев и др., 2016], и в ИЗК РАН (г. Иркутск) с помощью квадрупольного масс-спектрометра VG Elemental PlasmaQuad PQ2+, также после кислотного разложения истертых проб [Pashkova et al., 2019; Panteeva et al., 2003]. Пределы обнаружения для примесных литофильных элементов – менее 0.01 ppm, для Cu, Ni и Co – менее 0.3 ppm. Содержания S измерялись методом ИСП-МС в ИПТМ РАН [Карандашев и др., 2016] и гравиметрическим методом в ИЗК РАН [Ухова и Худоногова, 2015; Ivanov et al., 2022]; пределы обнаружения S составляли 0.004 и 0.06 мас. % соответственно.

Таблица 4. Пределы обнаружения микрозондового (EPMA) количественного анализа (в ppm)

	OI	PI	Cpx	Chr	Ap	Стекла	Sulf
Si	250	600	500	300	560	1100	
Ti	17	200	220	350		170	
Al	14	250	130	320		470	
Cr			160	200		440	
V				230			
Fe	200	250	150	250	280	400	300
Ni				180			240
Mn	11		140	250	250	300	
Zn	23			360			
Mg	1600	200	700	600	900	400	
Ca	5	70	80		300	130	
Na	17	200	150		500	460	
K		45	50			120	
P	14				840	460	
S						300	670
Cl					190	100	
F					1100	830	
Sr					1000		
La					700		
Ce					700		
Nd					1000		
Cu							420
Co	16						230
As							500
Pd							230

Валовые содержания ЭПГ (Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) определялись методом ICP-MS на квадрупольном спектрометре Element2 (ГИН РАН). Химическая подготовка [Бычкова и др., 2017] включала кислотное разложение проб с дальнейшим осаждением с помощью Te^{4+} и SnCl_2 , повторным растворением в царской водке и разбавлением до концентрации металлов $<10^{-6}$ г/л. Калибровка спектрометра производилась с использованием стандартных растворов Perkin Elmer ICP-MS4 9300234. Для внутреннего контроля анализа использовались стандарты AMIS 0107 и AMIS 0099. Пределы обнаружения анализа составляли 0.001 ppm для всех ЭПГ.

Изотопный состав Rb и Sr определялся на термоионизационном масс-спектрометре TRITON Plus в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН с предварительным кислотным разложением и хроматографическим разделением по методике, описанной в [Солошенко и Стрелецкая, 2013]. Изотопный состав Sm и Nd определялся на ICP-MS спектрометре Neptune Plus MC (Thermo Finnigan) в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН с предварительным кислотным разложением и хроматографическим разделением по методике описанной в [Azovskova et al., 2020]. Составы стекол BHVO-2, BCR-2 и AGV-2 использовались в качестве стандартов [Солошенко и Стрелецкая, 2013; Azovskova et al., 2020].

3.3. Экспериментальная работа с многофазными включениями

Для определения валового состава многофазных включений в хромшпинелидах использовалась экспериментальная методика прогрева включений до частичной гомогенизации с последующей быстрой закалкой. Для проведения экспериментов автором под руководством Зеленского М.Е. в ИЭМ РАН была собрана трубчатая печь, позволявшая постепенно нагревать минеральные монофракции при атмосферном давлении до температуры <1400 °C с последующей быстрой закалкой путем сбрасывания монофракций в воду (Рис. 6).

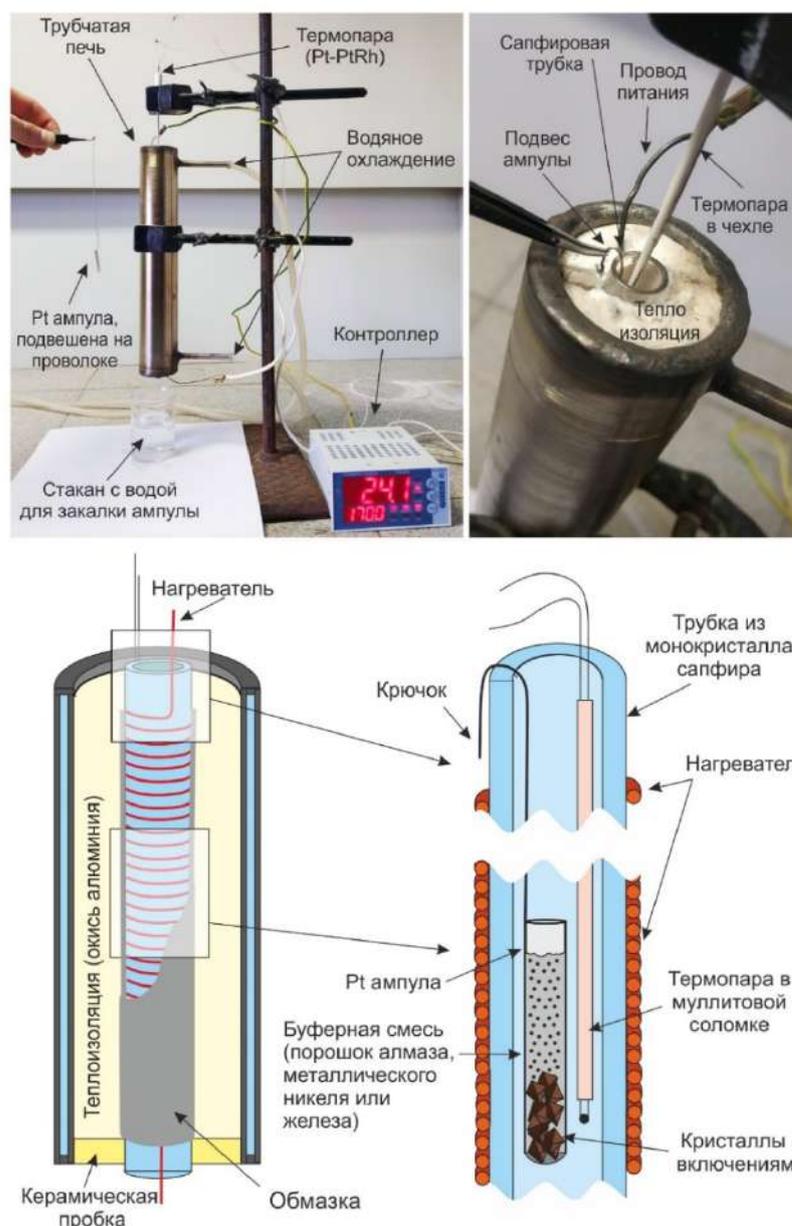


Рисунок 6. Фотографии (вверху) и схема строения в разрезе (внизу) трубчатой печи для прогрева и быстрой заправки включений.

Печь состоит из трубки из монокристалла сапфира, обмотанной нагревателем из сплава FeCrAl с изоляцией из шамотной глины. Трубка помещена в корпус из нержавеющей стали, заполненный порошком Al_2O_3 для изоляции. Двухстенная конструкция с полостью между ними позволяет использовать водяное охлаждение. Система контроля температуры включает в себя регулируемый блок питания постоянного тока, автоматический программируемый термоконтроллер и Pt-Pt/Rh термопару, которая помещается в сапфировую трубку на один уровень с монофракцией (в изотермическую зону).

Зерна минералов с включениями помещаются в платиновую капсулу и засыпаются сверху веществом-восстановителем (гранулами чистого Fe в случае с хромитом) для предотвращения окисления минерала-хозяина включений. Капсула подвешивается на платиновую проволоку и по окончании эксперимента с помощью пинцета сбрасывается в емкость с водой, стоящую под печью.

В ходе экспериментов монофракции хромшпинелида нагревались со скоростью $\sim 5^\circ\text{C}/\text{с}$ до 1250°C , выдерживались при этой температуре 5 минут и затем закаливались. Скорость охлаждения от температуры эксперимента до комнатной составляла около 2-4 секунд.

После эксперимента зерна заливались в эпоксидную шайбу, выводились путем шлифовки и полировки на безводной основе (масло WD-40). Силикатные стекла, полученные в ходе эксперимента, анализировались на главные компоненты методом EPMA и примесные элементы методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS). Анализ EPMA проводился на микроанализаторе JEOL JXA-8320 (ИГМ СО РАН) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 30 нА. В качестве калибровочных стандартов использовались амфибол, флогопит, альбит и диопсид известных составов. SIMS-анализ проводился в Институте Микроэлектроники (Ярославль) на спектрометре CAMECA IMS4-F. Для анализа образцы покрывались золотым напылением толщиной 30 нм. В качестве первичных ионов выступали ионы O^{2-} , диаметр пучка составлял 25 μm . Перед анализом поверхность образца облучалась ионами O^{2-} в течение 3 минут для устранения возможных поверхностных загрязнений. Время набора сигнала от каждого изотопа варьировало в зависимости от его концентрации в субстрате, 5 циклов измерений проводилось для получения статистически достоверных значений. После анализа интенсивность сигналов от вторичных ионов нормировалась к сигналу $^{30}\text{Si}^+$ и пересчитывалась на весовые концентрации основываясь на регрессиях, полученных на наборе природных и искусственных стандартов [Morgan and London, 1996; Sobolev, 1996; Jochum et al., 2000; Jochum et al., 2006]. Для Eu, Gd и Er применялись корректировки изобарных наложений

[Gurenko et al., 2005 с дополнениями]. Стекло NIST 610 использовалось в качестве контрольного стандарта в ходе измерений. Пределы обнаружения для большинства элементов составляли <0.5 ppm, корректность индивидуальных анализов определялась по интенсивности необработанного сигнала и стандартному отклонению по 5 циклам измерений.

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Строение ВЭЗ в изученных разрезах и макроскопическая характеристика пород

Для характеристики ВЭЗ использовались данные как по изученным скважинам, так и данные фондовых материалов по оценочному бурению 2000-2006 г. в прирезке рудника Заполярный – всего 60 скважин [Отчет о результатах..., 2006]. В общем плане строения верхней эндоконтактной зоны выделяются контактная подзона, подзона лейкогаббро и подзона такситовых габбродолеритов (Рис. 7А).

Контактные породы представлены мелкокристаллическими габбродолеритами и специфическими «гибридными» породами (гибридные габбродолериты), которые представляют собой плавный переход от перекристаллизованных базальтов ивакинской свиты к габбродолеритам собственно интрузии. В них часто встречаются частично обломки вмещающих пород с признаками метаморфизма и реакции с магмой: ороговикованием, и образованием «псевдотахилитов» (роговикоподобных пород с крупными игольчатыми кристаллами пироксена и плагиоклаза [Рябов, 1970]), интенсивное растрескивание с образованием сульфидных кайм по контакту между матриксом и ксенолитом. В случае если обломки встречаются в горизонте пород систематически, последние называются контактными брекчиями (Рис. 7Б, В).

Лейкогаббро типичны для ВЭЗ и часто образуют наиболее мощные горизонты (до 25 м), однако во многих пересечениях выклиниваются. Лейкогаббро текстурно-однородны, основа текстуры образована крупными таблицами плагиоклаза с более темным интерстициальным клинопироксеном и вторичными продуктами по нему (Рис. 7Г). В переходных зонах между лейкогаббро и гибридными породами лейкогаббро становятся более темными, а при переходе к такситовым габбродолеритом приобретают неоднородную (такситовидную) текстуру.

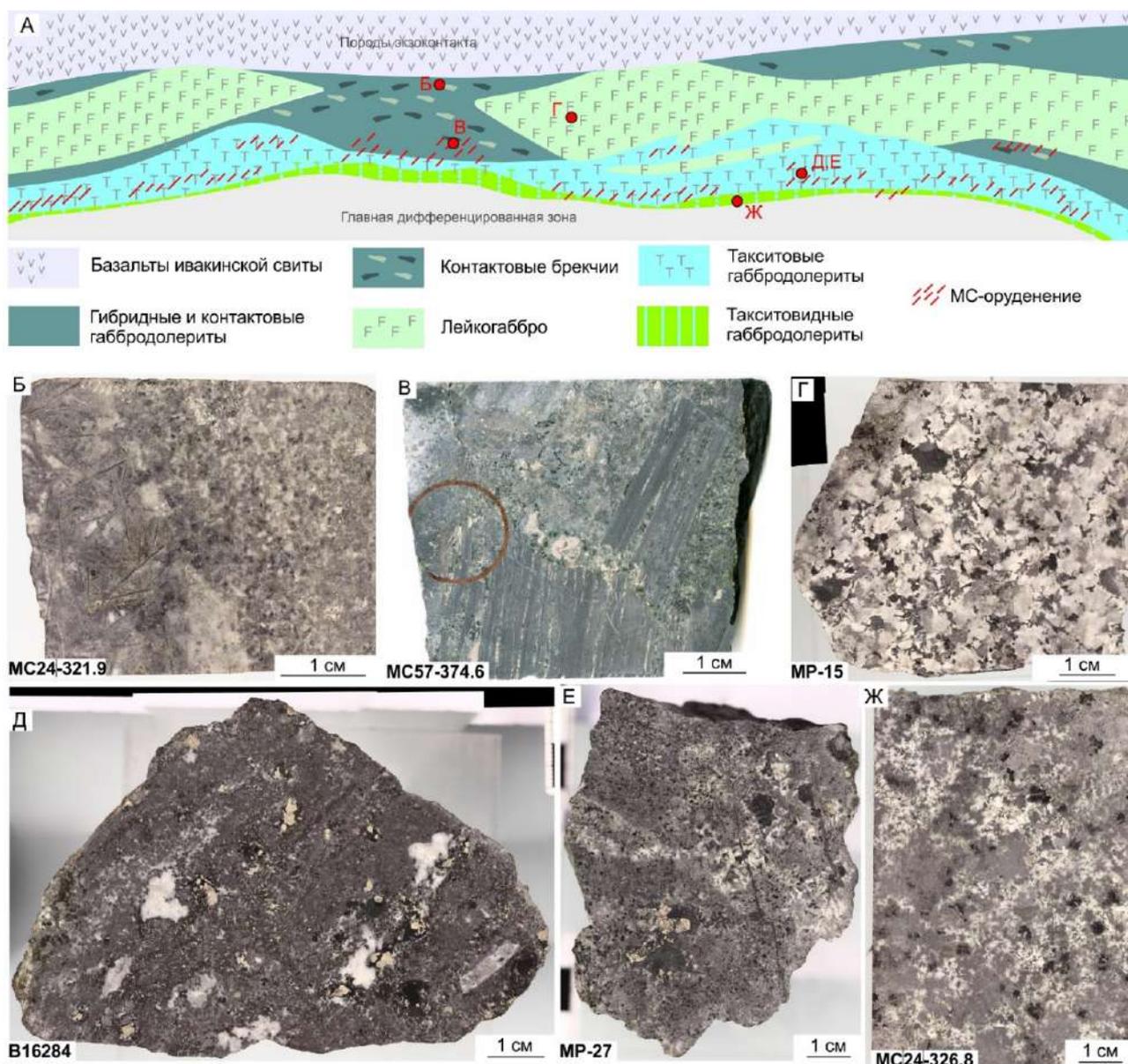


Рисунок 7. Обобщенный модельный разрез верхней эндоконтактной зоны интрузии Норильск-1 по данным [Ерыкалов и др., 2006] (А) и представительные фотографии шлифованных спилов основных типов горных пород: (Б) – гибридный габбро-долерит с обломком псевдотахилита (слева); (В) – хромит-содержащая контактовая брекчия с обломками углистых сланцев и сульфидной минерализацией; (Г) – лейкогаббро безрудное; (Д, Е) – такситовые габбродолериты, вмещающие МС-оруденение; (Ж) – такситовидный габбродолерит.

Такситовые габбродолериты расположены, как правило, под гибридными и контактными породами и лейкогаббро и образуют сравнительно непрерывный горизонт переменной мощности с «апофизами», пересекающими горизонт лейкогаббро. Макроскопически эти породы характеризуются весьма пестрой неоднородной текстурой с участками различного минерального состава и

зернистости (Рис. 7Д,Е). Для них характерно присутствие большого количества миндалин и миарол и интенсивная сульфидная минерализация. Хромитовая минерализация также типична для такситовых габбродолеритов, однако макроскопически проявляется редко и только в случае очень густой вкрапленности, в виде заметно более темных участков (например, в обр. МС24-324.0, который является лейкократовым, но темно окрашен густой вкрапленностью хромита) (Рис.8).

Ниже по разрезу такситовые габбродолериты плавно переходят в породы главной дифференцированной зоны (оливинсодержащие, безоливиновые габбродолериты и габбродиориты). Пограничный слой такситовидных габбродолеритов макроскопически характеризуется постепенной гомогенизацией текстуры, снижением количества оливина, появлением отчетливой пойкилоофитовой структуры (Рис. 7Ж). Диагностическим признаком для такситовых и такситовидных габбродолеритов в этом случае является исчезновением миндалин, миарол и сульфидной минерализации в последних.

Малосульфидное оруденение (здесь и далее выделяемое по $Pt+Pd > 1$ г/т) образует прерывистый горизонт, как правило, в нижних частях ВЭЗ. Наиболее часто оруденение несут такситовые габбродолериты с хромитовой минерализацией, однако в ряде случаев хромит отсутствует. Кроме этого, МС-горизонт может находиться в контактовых брекчиях, реже – в такситовидных габбродолеритах переходной зоны и в переходных разностях между такситовыми габбродолеритами и лейкогаббро. В большинстве случаев, оруденелые породы макроскопически диагностируются по присутствию повышенного количества сульфидов в виде шпиров и капель, обязательно с халькопиритом и пентландитом, вместе с миндалинами и миаролами.

В детально рассмотренных в данной работе пересечениях (МС-24, МС-38 и МН-44), МС-горизонт расположен в такситовых габбродолеритах под гибридными породами и контактными брекчиями (МС-24, МС-38) (Рис. 8, 9, 10) и под мощным горизонтом лейкогаббро (МН-44) (Рис. 11). Кроме этого, в керне

скважины МН-44 такситовые габбродолериты, макроскопически и минералогически аналогичные МС-рудам ВЭЗ, обнаружены в сравнительно мощной переходной зоне между пикритовыми габбродолеритами ГЗ и такситами НЭЗ.

Таким образом, в строении ВЭЗ изученных разрезов выделяются (сверху вниз): контактовая зона (контактовые и гибридные габбродолериты, контактовые брекчии), неравномерно проявленная зона лейкогаббро и такситовые габбродолериты, переходящие через такситовидные габбродолериты в породы главной дифференцированной зоны. МС-горизонт вмещается главным образом такситовыми габбродолеритами, и макроскопически маркируется крайне неоднородной текстурой, обилием миндалин и миарол и повышенным относительно других пород ВЭЗ содержанием сульфидов.

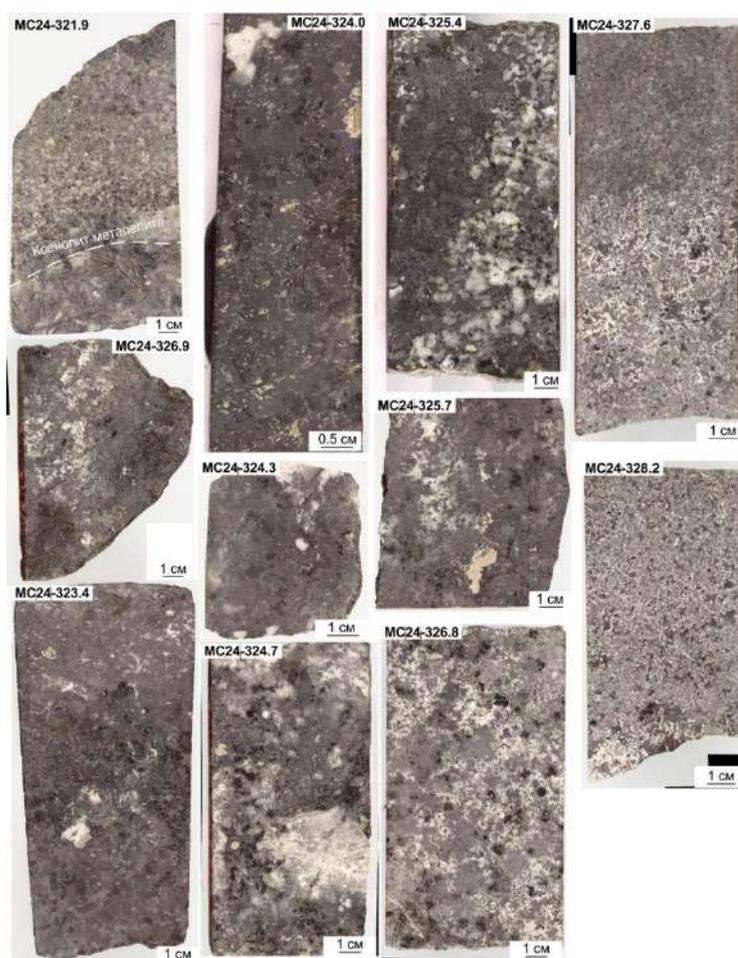


Рисунок 8. Фотографии шлифованных спилов образцов горных пород по керну скважины МС-24. Разделение скважины на зоны – см. Рис. 4, 7.

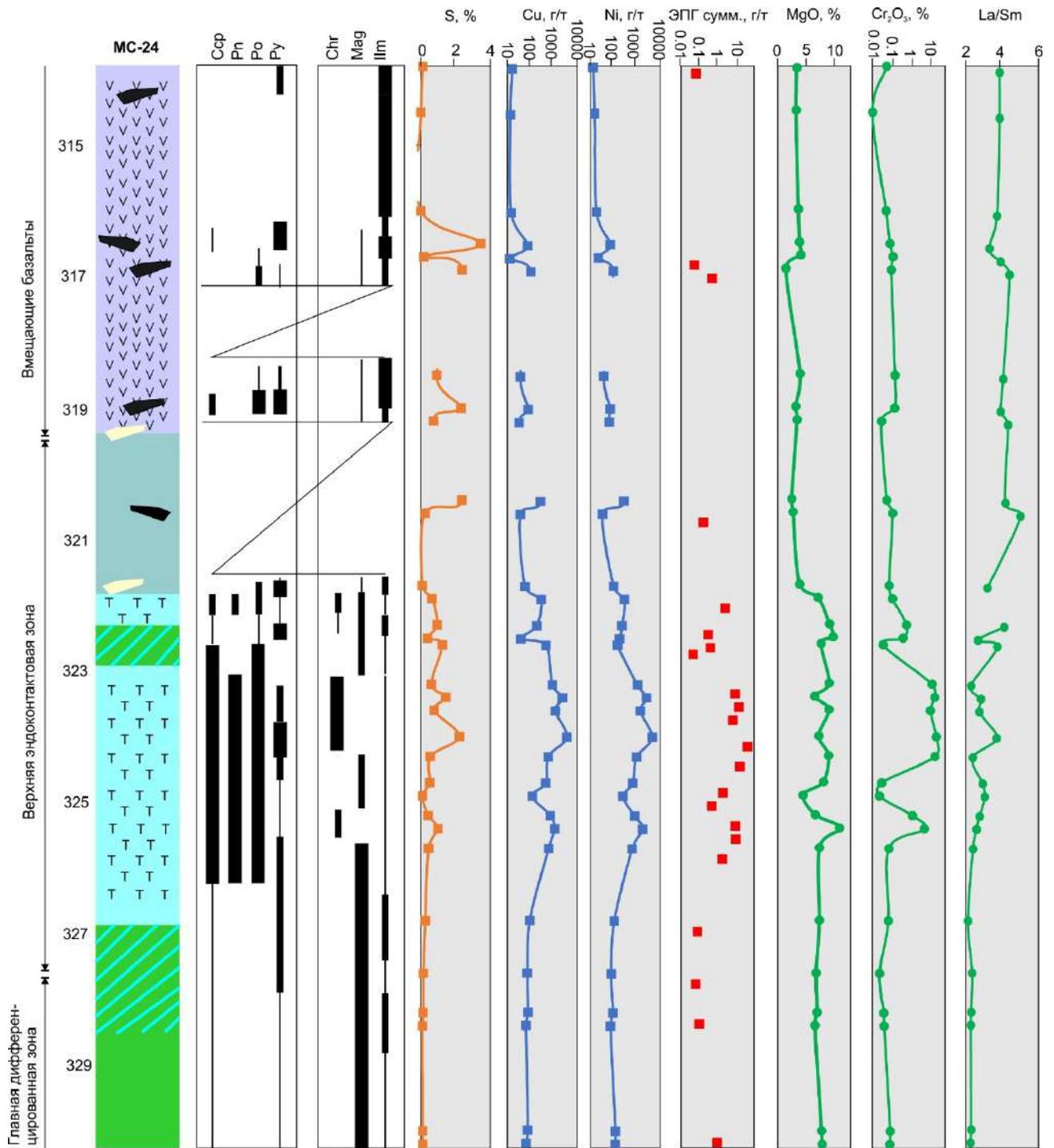


Рисунок 9. Сводная колонка скважины МС-24 с указанием типов пород, сульфидной и оксидной минерализации и главных химических характеристик. Данные автора. Условные обозначения – как на Рис. 4. Толщина линии для колонок с сульфидной и оксидной минерализацией соответствует интенсивности: толстая – весьма проявленная, средняя – подчиненная, тонкая – следы (единичные обнаружения мелких индивидов в шлифе).

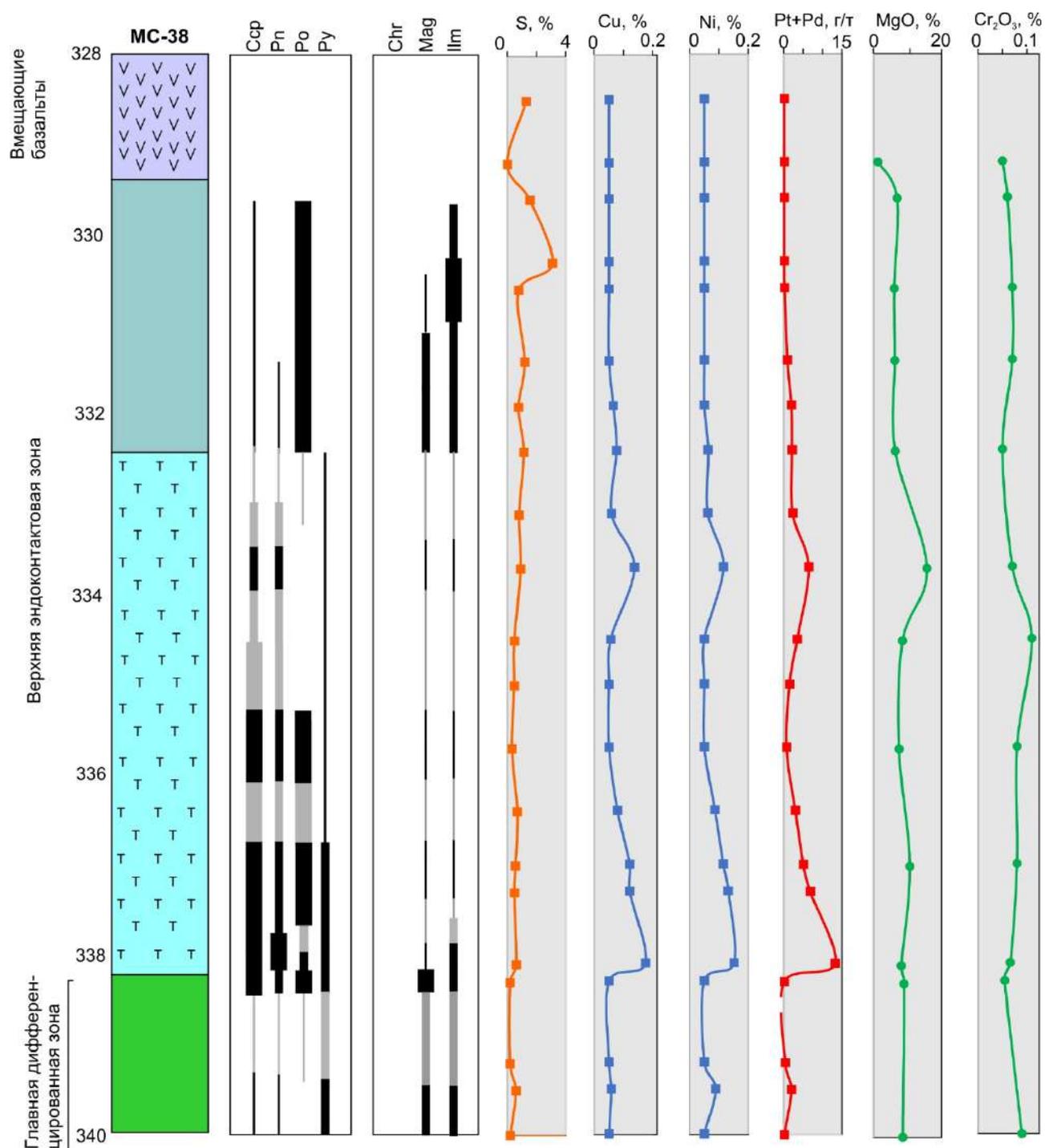


Рисунок 10. Сводная колонка скважины MC-38 с указанием типов пород, сульфидной и оксидной минерализации и главных химических характеристик. Данные автора и [Ерыкалов и др., 2006]. Условные обозначения – как на Рис. 4, 9. Черные полосы в колонках с минерализацией – установленная интенсивность минерализации, серые – предполагаемая.

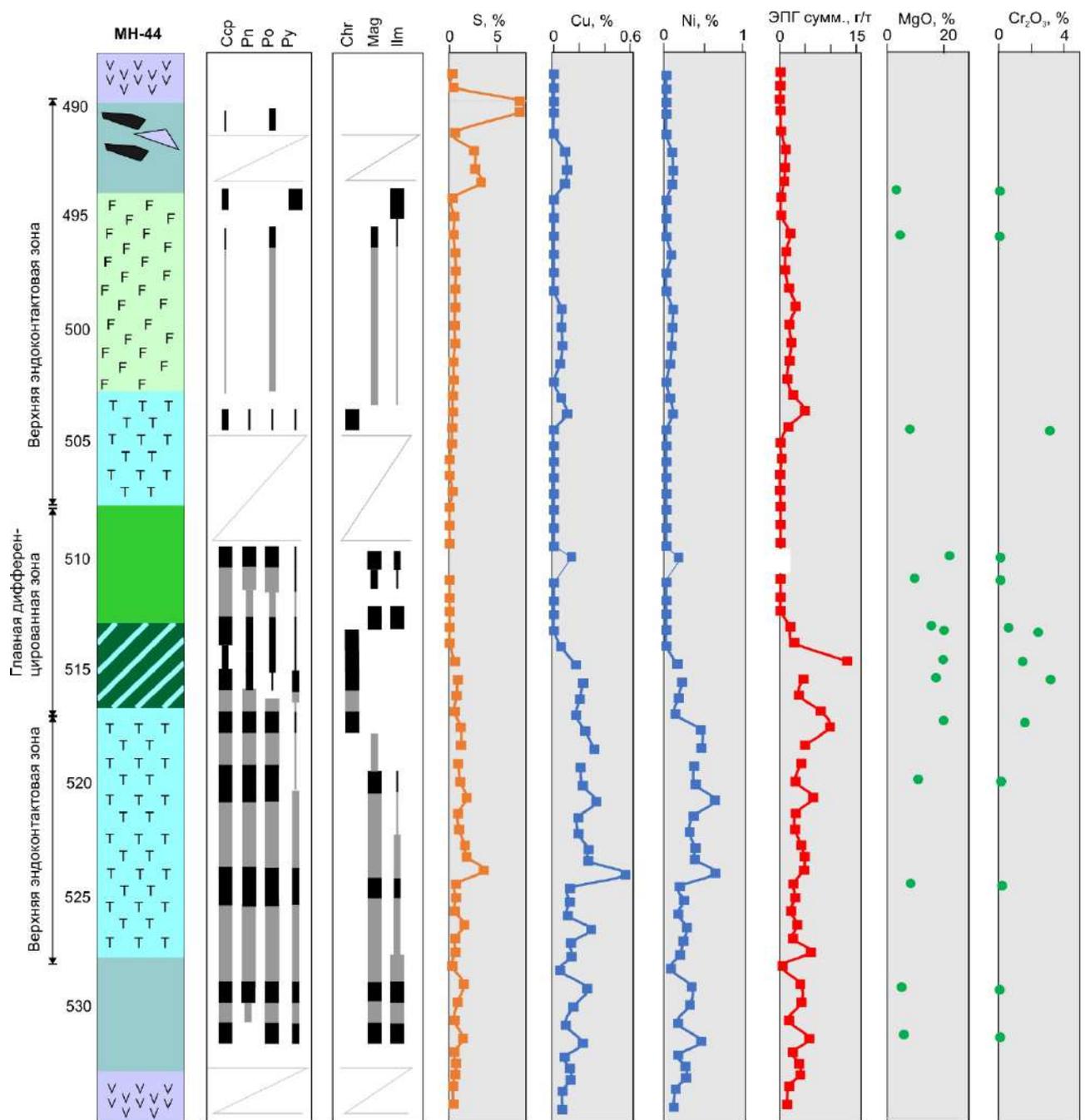


Рисунок 11. Сводная колонка скважины МН-44 с указанием типов пород, сульфидной и оксидной минерализации и главных химических характеристик. Данные автора и [Ерыкалов и др., 2006]. Условные обозначения – как на Рис. 4. Черные полосы в колонках с минерализацией – установленная интенсивность минерализации, серые – предполагаемая.

4.2. Петрографическая характеристика пород МС-горизонта и верхнего эндоконтакта интрузии Норильск-1

По петрографическим признакам силикатной матрицы, среди пород верхнего эндоконтакта, несущих МС-оруденение и (как правило) хромитовую минерализацию, можно выделить те породы, которые, несмотря на такситовую

текстуру, в полной мере сохраняют минеральный состав и структуру габбродолеритов (Рис. 12) и те, которые имеют крайне неоднородную текстуру и состав, а также стертые петрографические признаки габбродолеритов (Рис. 13).

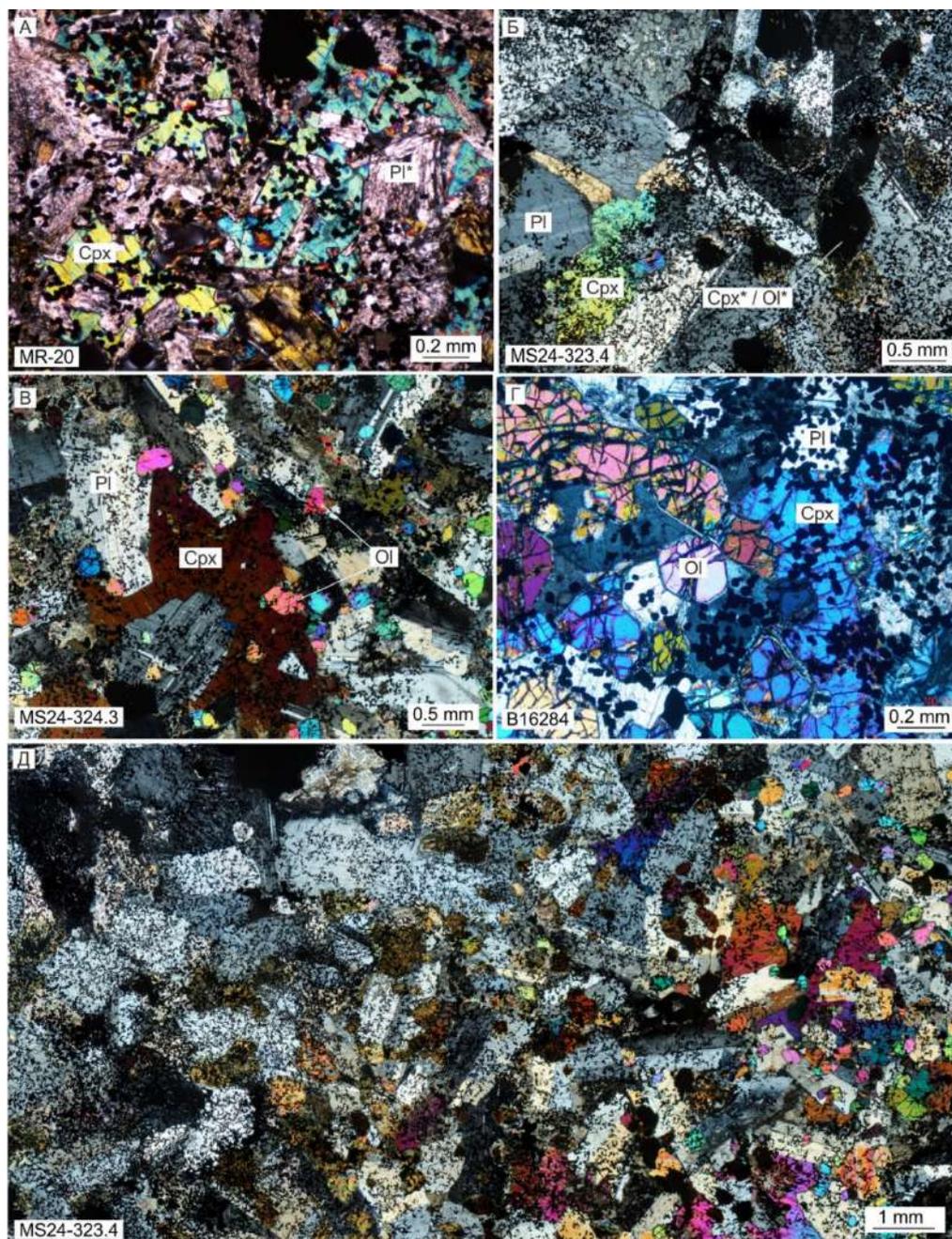


Рисунок 12. Микрофотографии (проходящий свет, скрещенные николи) участков такситовых габбродолеритов с МС-оруденением с различным составом и текстурой силикатной матрицы. (А) – безоливиновый габбродолерит, (Б) – лейкократовый оливинсодержащий габбродолерит, (В) – оливиновый габбродолерит, (Г) – пикритовый габбродолерит, (Д) – контакт лейкократового оливинсодержащего (до троктолитового) габбродолерита и оливинового (до пикритового) габбродолерита. Здесь и далее – звездочка (*) после сокращения минерала означает высокую степень его вторичного изменения.

Среди первого типа выделяются (1) пойкилоофитовые габбродолериты с отчетливо-идиоморфным плагиоклазом, интерстициальным клинопироксеном и малым количеством оливина, замещенного сапонитом и гидроокислами железа (Рис. 12А); (2) существенно плагиоклазовые и троктолитовые габбродолериты (Рис. 12Б); (3) оливиновые габбродолериты (Рис. 12В) и (4) пикритовые габбродолериты (Рис. 12Г). В последних разновидностях оливин идиоморфен по отношению к плагиоклазу и клинопироксену. В макроскопически-такситовых габбродолеритах с хорошей сохранностью петрографических признаков отдельных участков заметны плавные, но отчетливые переходы между описанными разностями (Рис. 12Д).

В такситовых габбродолеритах второй группы первично-магматическая структура часто отсутствует, породы сложены главным образом водосодержащими силикатами: хлоритом, серпентином, биотитом, амфиболами ряда тремолит-актинолит, пренитом, альбитом (Рис. 13А, Б). Характерно большое количество миндалин. В некоторых образцах в мусковит-альбитовых агрегатах угадываются очертания таблиц плагиоклаза, причем среди них выделяются крупные (более 1 см) (Рис. 13Б). Тем не менее, несмотря на сильную стертость первичной структуры, реликты первичных признаков часто обнаруживаются в шлифах в виде отчетливых пойкилоофитовых структур, часто с идиоморфным оливином (Рис. 13В, Г).

Хромитовая минерализация в породах с МС-оруденением (более подробно рассмотрена в разделе 4.4.) представлена неправильной формы шпироподобными и облачными скоплениями тонкозернистой (зерна, как правило, <100 микрон) «россыпи», которые имеют отчетливые границы с бесхромитовыми участками (Рис. 14). Хромит отсутствует в мидалинах и крупнокристаллических «миаролах» (Рис. 13А, 14А) а также в порфиридных индивидах и сростках плагиоклаза (Рис. 13Б).

Сульфиды в породах МС-горизонта встречаются в виде капелек (округлых или растекшихся), шпиров и интерстициальных агрегатов. Каплевидные

выделения, шпирь и крупные прожилки часто окружены ореолом водосодержащих силикатов (хлорита, серпентина) и альбита, которые не содержат хромитовой вкрапленности (Рис. 14Г).

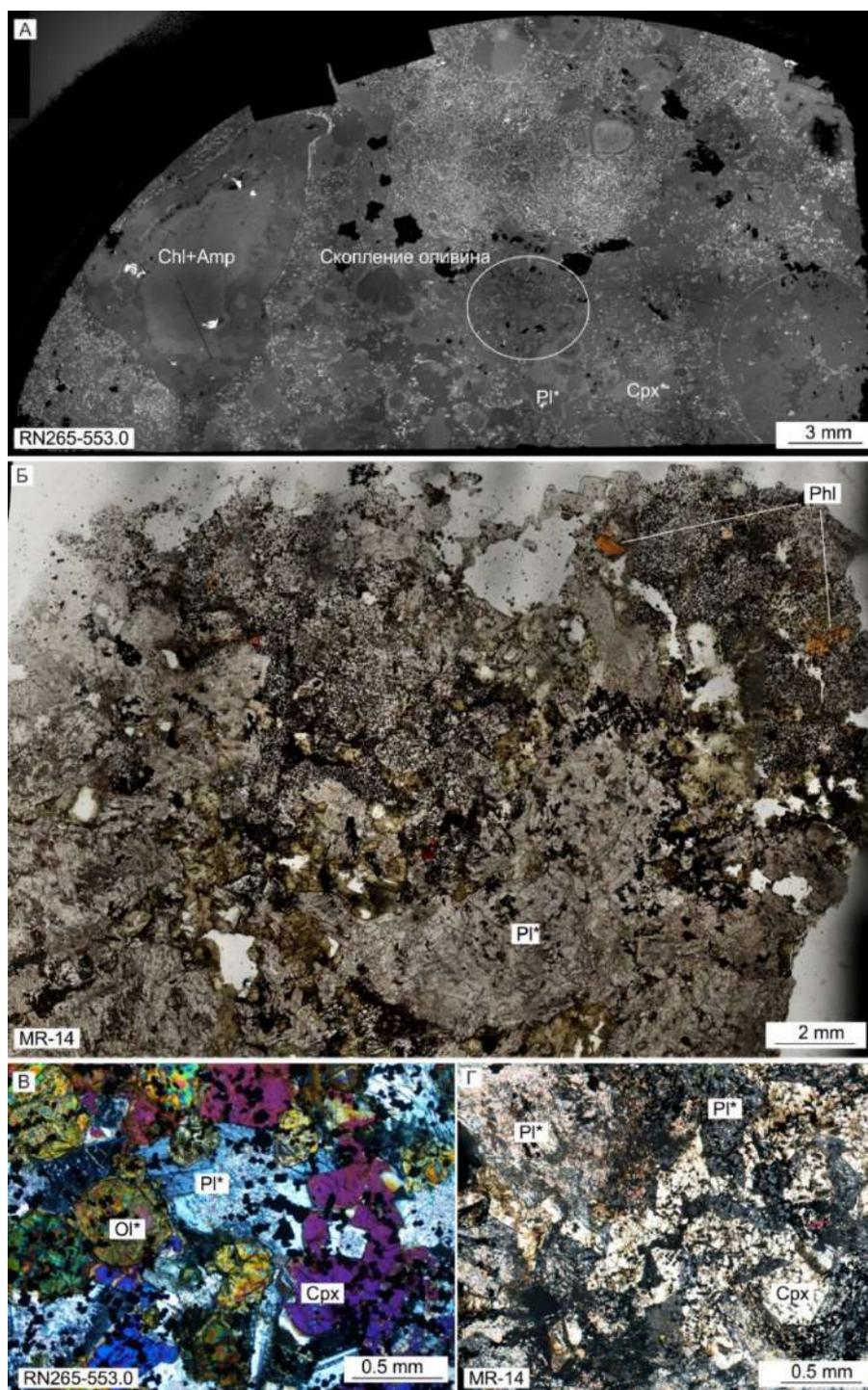


Рисунок 13. Микрофотографии такситовых габбродолеритов с МС-оруденением с интенсивно измененной силикатной матрицей. (А) – общий вид такситового габбродолерита, обр. RN265-553.0, BSE-фото, (Б) – общий вид такситового габбродолерита, обр. MR-14, проходящий свет, (B) – фрагмент препарата (А) обр. RN265-553.0 с габброофитовой структурой, проходящий свет, скрещенные николи (Г) – фрагмент препарата (Б) обр. MR-14 с офитовой структурой, проходящий свет, скрещенные николи.

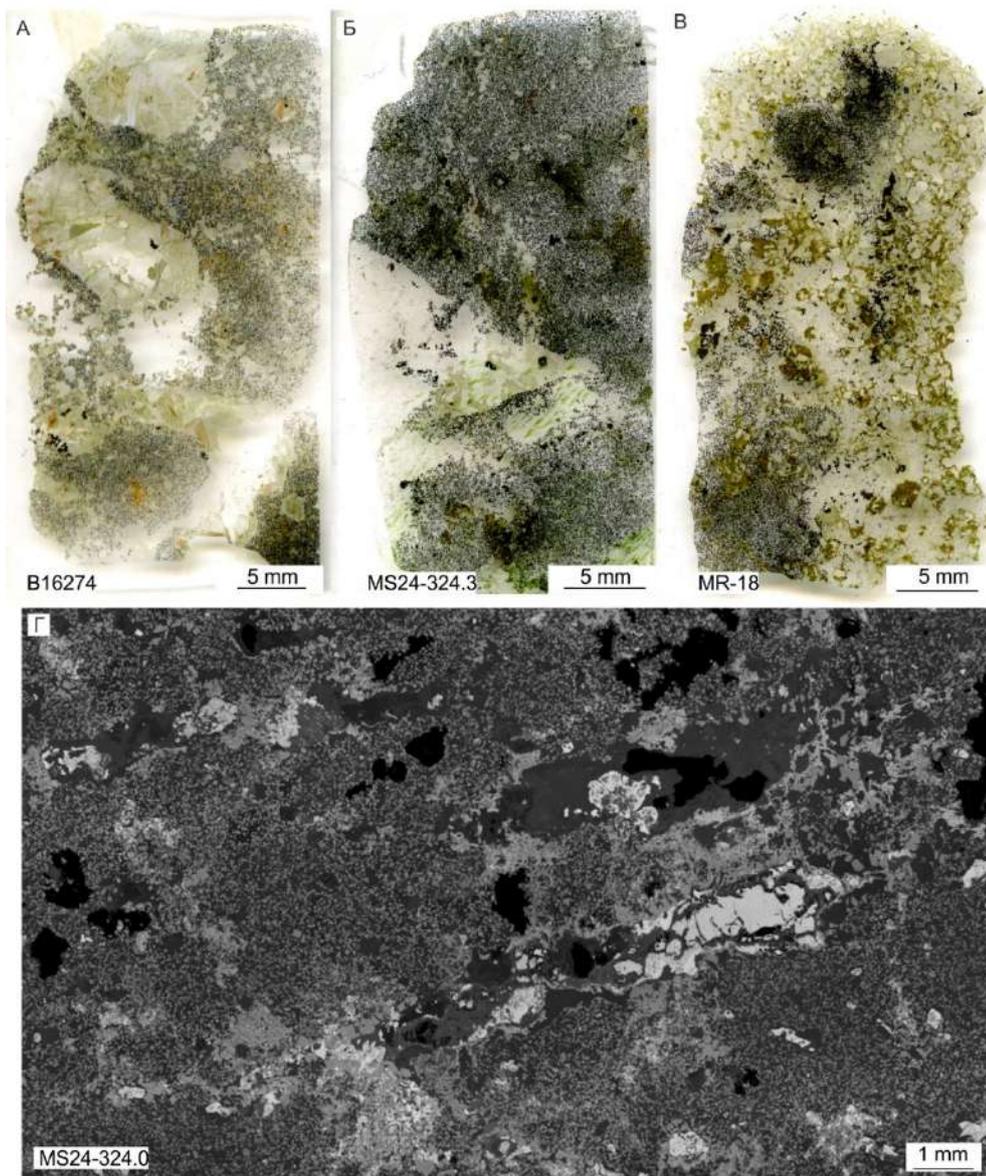


Рисунок 14. Полированные шлифы такситовых габбродолеритов с хромитовой минерализацией (А, Б, В) – оптические фотографии, (Г) – панорамная BSE-фотография, видны сульфиды (наиболее яркие) и бесхромитовые ореолы.

Немногочисленной (2 образца), но важной группой рудовмещающих пород являются контактовые брекчии. В них обломки углистых пород находятся в матриксе клинопироксен-плагиоклазового состава с интенсивной хромитовой и сульфидной минерализацией (Рис. 15). Матрица этих брекчий имеет отчетливую офитовую структуру с идиоморфными таблицами плагиоклаза и ксеноморфным (интерстициальным) клинопироксеном (Рис. 15А). Плагиоклаз и клинопироксен интенсивно замещаются соссуритом и амфибол-хлоритовым агрегатом

соответственно. Обломки углистых аргиллитов трещиноватые, трещинки заполнены тем же материалом, что и основной матрикс – соссюритом (главным образом альбитом) и хлоритом (Рис. 15Б). По границам трещинок с ксенолитом развивается оксидная минерализация: ильменит, реже – хромит и рутил.

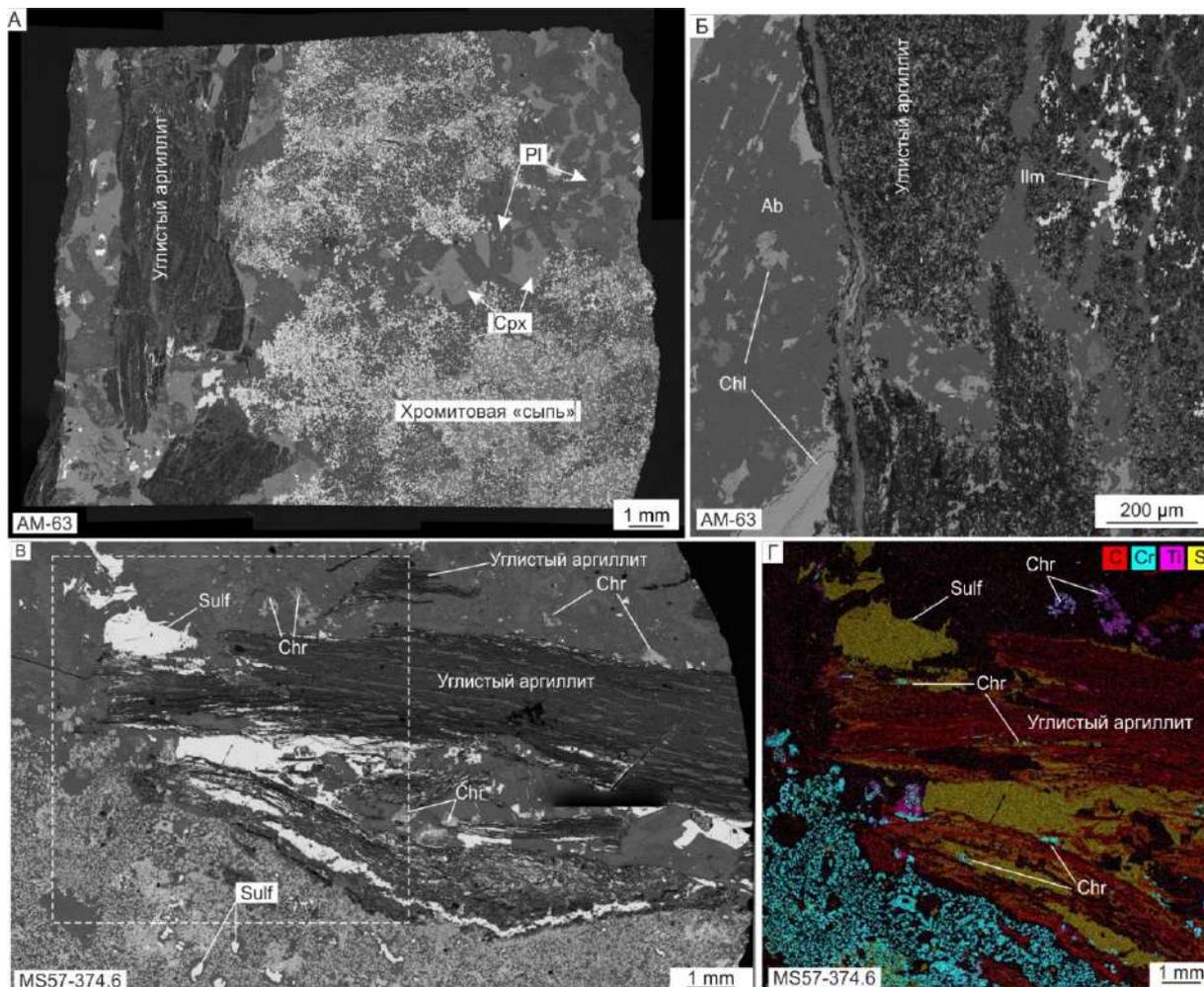


Рисунок 15. Текстуры хромитонесущих брекчий с МС-оруденением. (А) – панорамное BSE-фото обр. AM-63, (Б) – BSE-фото контакта силикатной матрицы с обломком углистого аргиллита с трещиной, заполненной веществом матрицы; (В) – панорамное BSE-фото обр. MS57-374.6; (Г) – ЭДС элементная карта участка, выделенного рамкой на (В).

Так же, как и в случае такситовых габбродолеритов, хромит в брекчиях с малосульфидным оруденением образует тонкую и густую вкрапленность. В брекчиях типичны и другие проявления хромита, которые подробно описаны в разделе 4.4. Сульфидная минерализация, так же, как и в других рудоносных габбродолеритах ВЭЗ, образована вкрапленными и шпировидными сульфидами.

Нередко крупные скопления сульфидов окаймляют ксенолиты и «облепляют» поверхности трещин в них (Рис. 15В, Г).

Безрудные породы включают большинство базальтов экзоконтакта (Рис. 16А), перекристаллизованных базальтов и гибридных габбродолеритов (Рис. 16Б), лейкогаббро (Рис. 16В) также такситовидные габбродолериты, переходные между такситовыми габбродолеритами и породами верхних горизонтов главной дифференцированной зоны (Рис. 16Г). Базальты, как правило, афировые, тонкокристаллические, в них часто присутствуют измененные и переработанные ксенолиты углистых пород. Контактные породы: перекристаллизованные базальты и гибридные габбродолериты, сочетают в себе петрографические признаки габбродолеритов (полнокристалличность, офитовая структура) и базальтов ивакинской свиты (присутствие равномерной вкрапленности апатита и ильменита). Такситовидные габбродолериты характеризуются офитовой и пойкилоофитовой структурой с крупными (до 5 мм) кристаллами плагиоклаза, ксеноморфным клинопироксеном и низким содержанием оливина.

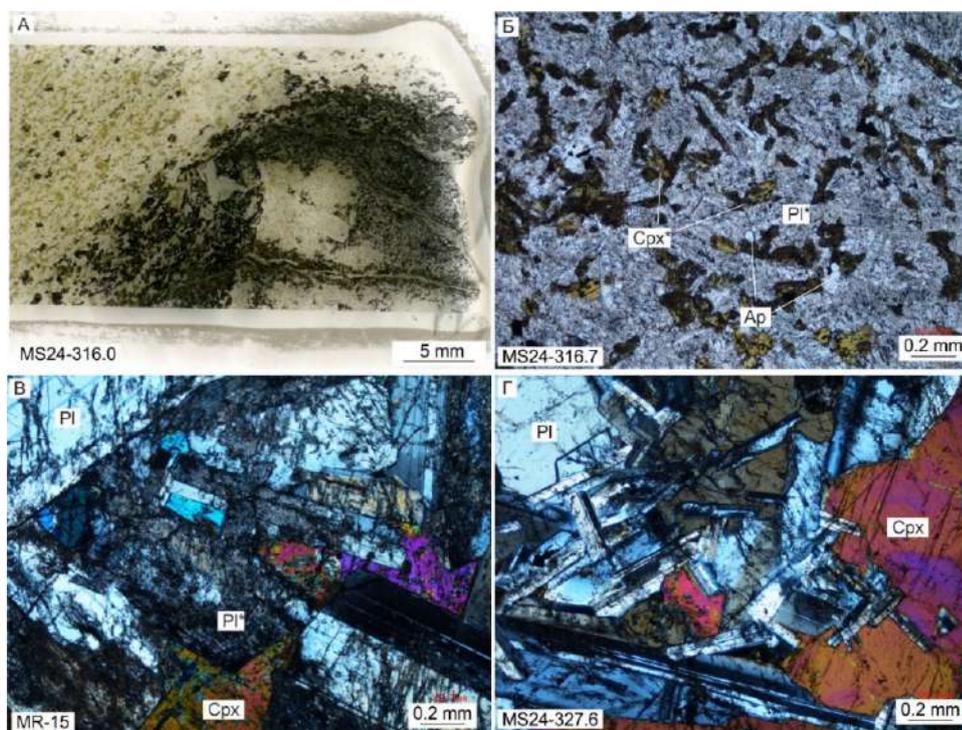


Рисунок 16. Фотографии безрудных пород верхней эндоконтактной зоны. (А) – базальт ивакинской свиты с метаморфизованным ксенолитом углистой породы, оптическое фото; (Б) – порода, переходная между metabазальтом и гибридным габбродолеритом, проходящий свет; (В) – лейкогаббро, проходящий свет, скрещенные поляризаторы; (Г) – такситовидный габбродолерит, проходящий свет, скрещенные поляризаторы.

Пикритовые габбродолериты ГЗ с густовкрапленной хромитовой минерализацией имеют в целом те же петрографические особенности, что и такситовые габбродолериты ВЭЗ. Тем не менее, в первых содержится меньше водных силикатов, миндалин и миарол, больше сульфидов и оливинов, чем во вторых. Так же, как и для такситов ВЭЗ, для пикритовых габбродолеритов ГЗ с густовкрапленной хромитовой минерализацией характерны отчетливые петрографические переходы от более лейкократовых к более меланократовым разностям (Рис. 17).

Таким образом, петрографическое изучение пород ВЭЗ и, в частности, МС-горизонта выявило следующие детали. Во-первых, породы МС-горизонта, несмотря на их неоднородную текстуру и большое содержание водосодержащих и вторичных минералов, сохраняют первичную офитовую или пойкилоофитовую структуры. Все породы характеризуются идиоморфизмом плагиоклаза и оливина относительно клинопироксена. Хромит в хромитовом типе МС-горизонта образует густую, но тонкозернистую вкрапленность, сульфиды проявлены в виде каплевидных обособлений и шлиров.

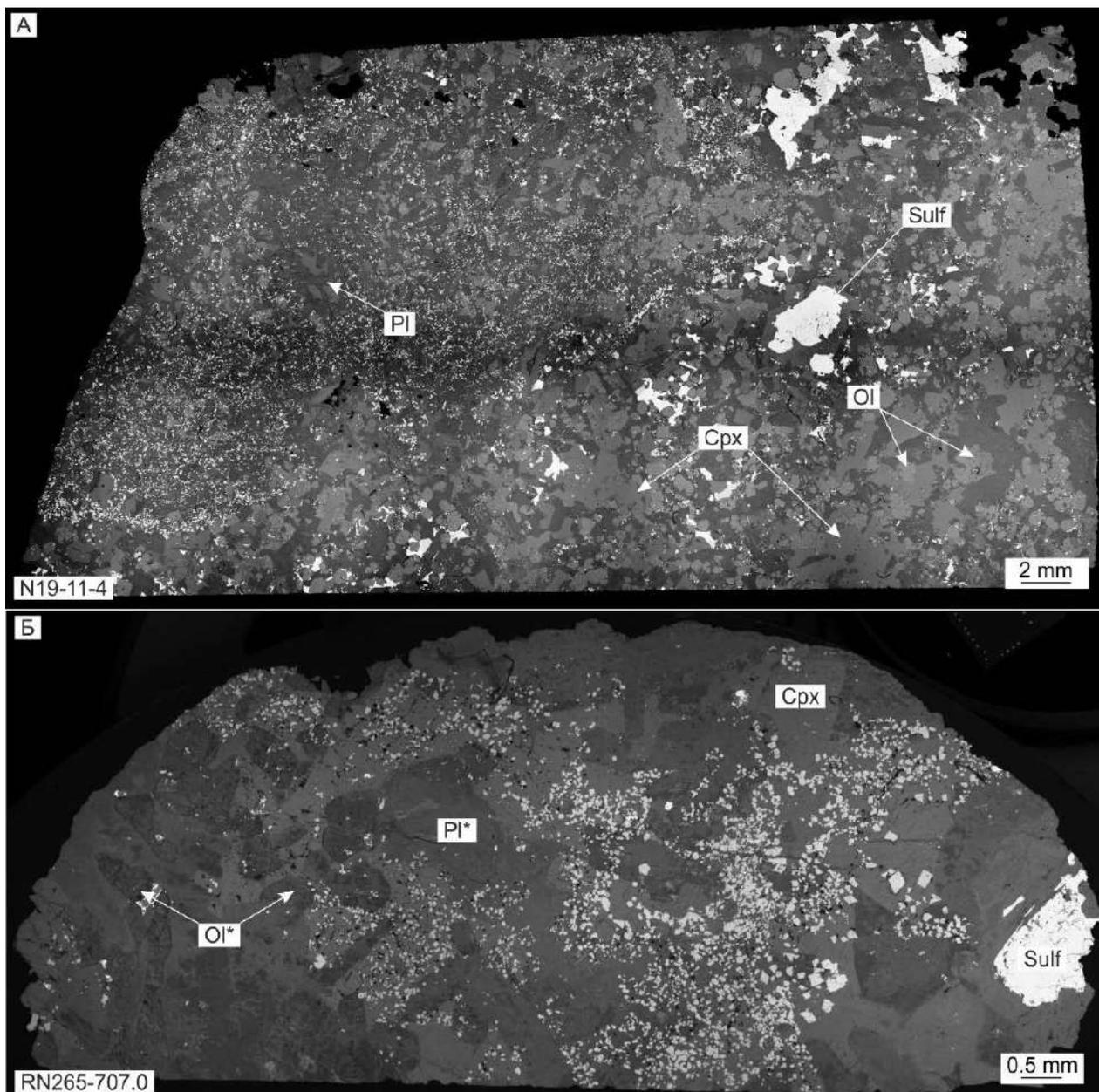


Рисунок 17. BSE-панорамы полированных шлифов образцов пикритовых габбродолеритов ГЗ с густовкрапленной хромитовой минерализацией.

4.3. Породообразующие силикаты

К породообразующим силикатам МС-горизонта и верхней эндоконтактной зоны в целом относятся плагиоклаз, оливин и пироксены. Эти минералы, как правило, встречаются вместе в большинстве пород и образуют типичную для габбродолеритов интрузий Сибирских траппов офитовую и габброофитовую структуры. Наиболее идиоморфным является оливин, образующий округлые или овальные зерна, иногда с кристаллическими очертаниями; плагиоклаз идиоморфен по отношению к клинопироксену и гипидиоморфен по отношению к

оливину; клинопироксен всегда ксеноморфный, образует интерстициальные индивиды или ойкокристаллы с хадакристаллами плагиоклаза и оливина.

Оливин сохранен не во всех породах: гораздо чаще он замещается вторичными силикатами (см. раздел 4.3). В случаях неплохой сохранности оливина, его зерна трещиноватые, трещины заполнены серпентином и другими вторичными минералами, которые также развиваются по периферии зерен. Исходя из полученных анализов, составы оливина различаются для богатых и бедных хромитом МС-руд, а также для богатых хромитом пикритовых габбродолеритов ГЗ. Оливин МС-руд с хромитовой минерализацией имеет широкий диапазон магнезиальности (содержания форстритового (Fo) минала) – от 65 до 82 мол. %, NiO варьирует главным образом от 0.16 до 0.27 %, CaO – от 0.08 до 0.25 и MnO – от 0.22 до 0.48. Содержания других примесных элементов в представительных анализах оливина приведены в Таблице 5. Оливин из хромитоносных МС-руд характеризуется положительной корреляцией NiO с Fo и отрицательной – MnO с Fo. Оливин из образца бесхромитового МС-горизонта имеет низкую магнезиальность (Fo₆₄-Fo₆₉), содержания NiO, CaO и MnO варьируют между 0.18-0.22, 0.18-0.24 и 0.4-0.49 массовых % соответственно. Оливин из богатых хромитом пикритовых габбродолеритов ГЗ имеет относительно высокую магнезиальность (Fo₇₈-Fo₈₂), однако группа анализов из образца N19-11-4 характеризуется пониженной относительно других долей Fo (Fo₇₀-Fo₇₅). Также характерным для оливина из образца N19-11-4 является рост NiO с падением MgO (Рис. 18).

Таблица 5. Представительные анализы оливина изученных пород. Сокращения типов пород – см. Таблицу 1. Fo – пропорция форстеритового (Mg_2SiO_4) минала, мол. %.

	Тип	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	CoO	ZnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Fo
1	MCX	B16284	39.8	0.027	0.025	0.07	17.9	0.25	0.28	0.023	0.006	41.7	0.11	0.007	0.003	80.56
2	MCX	B16284	39.9	0.056	0.012	0.42	17.0	0.28	0.28	0.022	0.011	42.8	0.04	0.007	0.007	81.78
3	MCX	B16284	39.2	0.026	0.021	0.06	19.5	0.25	0.32	0.025	0.011	40.4	0.16	0.006	0.004	78.64
4	MCX	B16284	38.7	0.043	0.019	0.11	20.5	0.26	0.34	0.025	0.014	39.8	0.13	0.006	0.002	77.61
5	MCX	MS24-323.4	37.6	0.025	0.022	0.04	27.8	0.18	0.48	0.022	0.015	33.2	0.14	0.006	0.008	68.07
6	MCX	MS24-323.4	37.4	0.019	0.022	0.04	28.3	0.19	0.48	0.023	0.014	32.8	0.14	0.004	0.008	67.37
7	MCX	MS24-323.4	37.6	0.018	0.023	0.03	28.2	0.19	0.48	0.022	0.013	33.1	0.14	0.005	0.008	67.65
8	MCX	MS24-325.4	38.3	0.01	0.027	0.03	22.2	0.23	0.33			38.6	0.22	<0.005		75.57
9	MCX	MS24-325.4	37.7	0.019	0.027	0.56	25.8	0.18	0.40			35.4	0.22	0.013		70.98
10	MCX	MS24-325.4	37.6	0.011	0.026	0.03	27.3	0.21	0.42			34.2	0.14	0.007		69.05
11	MCX	MS24-325.4	37.4	0.026	0.014	0.04	29.3	0.22	0.43			32.6	0.12	0.01		66.46
12	MC6X	MS24-325.7	37.4	0.013	0.024	0.01	27.5	0.20	0.41			34.6	0.24	0.004		69.18
13	MC6X	MS24-325.7	37.6	0.008	0.015	0.01	27.8	0.19	0.42			34.5	0.24	0.009		68.85
14	MC6X	MS24-325.7	37.2	0.013	0.015	0.01	29.2	0.21	0.47			33.5	0.23	0.005		67.14
15	MC6X	MS24-325.7	37.2	0.006	0.014	0.02	29.6	0.21	0.46			32.7	0.22	0.014		66.28
16	MC6X	MS24-325.7	37.0	0.012	0.016	0.01	30.0	0.20	0.47			32.2	0.22	0.007		65.63
17	MC6X	MS24-325.7	36.9	0.032	0.005	<0.01	30.8	0.20	0.49			31.8	0.19	0.011		64.82
18	ПикХР	MN44-514.7	38.9	0.024	0.021	0.17	19.6	0.21	0.30			40.5	0.14	<0.005		78.64
19	ПикХР	MN44-514.7	39.4	0.042	0.016	0.20	18.1	0.23	0.28			41.9	0.09	0.01		80.51
20	ПикХР	MN44-514.7	39.0	0.034	0.02	0.14	18.7	0.22	0.28			41.2	0.11	0.005		79.71
21	ПикХР	MN44-513.4	39.4	0.041	0.018	0.34	17.1	0.22	0.26			42.9	0.08	0.007		81.73
22	ПикХР	N19-11-4	37.7	0.048	0.018	0.02	26.1	0.28	0.41	0.03	0.019	35.6	0.11	0.003	0.063	70.87
23	ПикХР	N19-11-4	37.9	0.041	0.015	0.07	26.3	0.27	0.42	0.029	0.021	35.2	0.13	0.004	0.002	70.51

Неизменный или слабоизмененный плагиоклаз присутствует практически во всех образцах MC-горизонта и пород ВЭЗ. Тем не менее, даже самые свежие его проявления в разной степени замещены сосюритом: тонкозернистым агрегатом альбита, калишпата, мусковита и эпидота. По составу кристаллы плагиоклаза часто зональные с кальциевыми ядрами и более щелочной периферией (Таблица 6, Рис. 19). Соотношения альбитового (Ab), калишпатового (Kfs) и анортитового (An) миналов широко варьируют в ряду Ab-An от олигоклаза до битовнита. Ряд анализов попадают в диапазон альбита, однако, это может быть следствием наложенных изменений. Большинство центральных зон плагиоклаза характеризуются An₅₀₋₈₀, краевых – An₄₀₋₇₀. Диапазоны составов плагиоклаза в

хромитовых и бесхромитовых породах МС-горизонта, а также в нерудоносных породах ВЭЗ перекрываются между собой и во многом идентичны. Анализы плагиоклаза из МС-горизонта, вмещаемого контактовой брекчией, занимают более компактную область от An_{55} до An_{65} . Содержание калиевого минала варьирует от нижнего предела обнаружения ЕРМА до 3 мол. %, в отдельных случаях поднимаясь от 3 до 7 мол. %. Концентрации примесных компонентов в полевых шпатах изученных пород также приведены в Таблице 3.

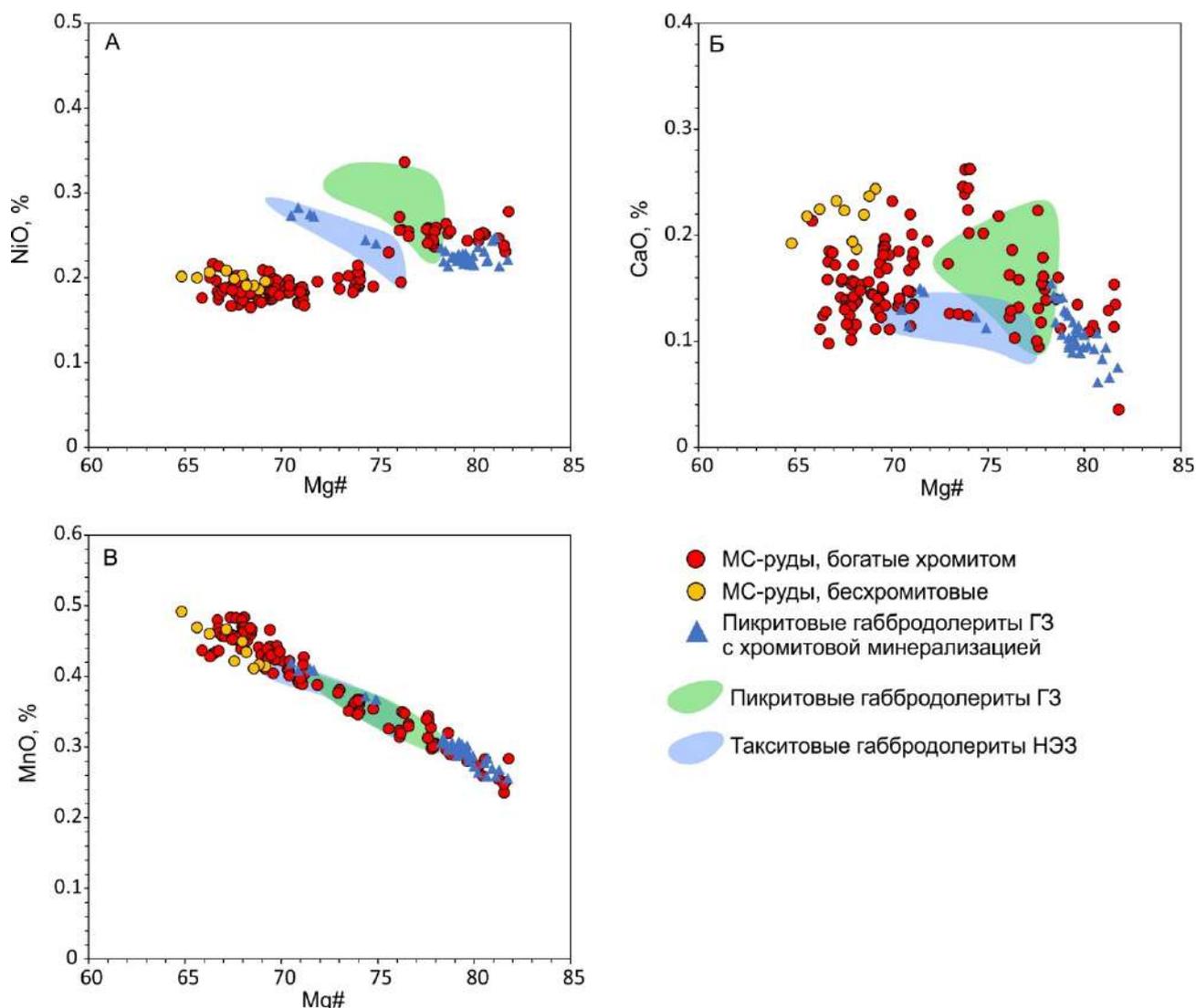


Рисунок 18. Вариационные диаграммы составов оливина в изученных породах. (А) – Mg# - NiO, (Б) – Mg# - CaO, (В) – Mg# - MnO. Поля для оливина пикритовых габбродолеритов ГЗ и такситовых габбродолеритов НЭЗ – по данным автора [Чайка и др., 2022] и [Krivolutskaya, 2016].

Таблица 6. Представительные анализы плагиоклаза изученных пород. Сокращения типов пород приведены в Таблице 1. Сокращения зон индивидов: «ц» - центральная, «к» - краевая. An, Ab, Kfs – рассчитанные пропорции (мол. %) анортита ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), альбита ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и ортоклаза (KAlSi_3O_8) соответственно.

	Тип	Обр	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сум	An	Ab	Kfs
1	МСХ	MS24-323.4		50.17	0.05	30.15	0.55	13.80	3.40	0.15	96.92	68.6	30.5	0.9
2	МСХ	MS24-323.4		54.21	0.06	27.88	0.64	10.71	5.06	0.39	97.56	52.7	45.0	2.3
3	МСХ	MS24-324.3	ц	50.35	0.05	30.72	0.48	14.21	3.49	0.13	99.42	68.8	30.5	0.8
4	МСХ	MS24-324.3	к	51.91	0.05	29.83	0.50	12.97	4.18	0.19	99.66	62.5	36.4	1.1
5	МСХ	MN44-504.5		47.58	0.03	32.13	0.61	15.96	2.48	0.10	98.13	77.6	21.8	0.6
6	МСХ	MN44-504.5		50.22	0.06	30.52	0.67	14.13	3.34	0.14	98.40	69.5	29.7	0.8
7	МСХ	MR-30	ц	50.91	0.04	30.28	0.29	13.86	3.66	0.25	99.30	66.7	31.8	1.4
8	МСХ	MR-30	к	64.07	0.08	21.66	0.23	3.34	8.59	1.10	99.15	16.5	77.0	6.5
9	МСХ	MR-30	ц	50.75	0.06	30.23	0.31	14.26	3.46	0.20	99.27	68.7	30.1	1.1
10	МСХ	MR-30	к1	55.76	0.07	26.81	0.33	9.70	6.03	0.47	99.23	45.9	51.5	2.7
11	МСХ	MR-30	к2	66.41	0.00	20.24	0.26	1.11	10.05	0.22	98.33	5.7	93.0	1.3
12	МСХ	B16273	ц	52.68	0.10	28.35	0.66	12.23	4.64	0.35	99.01	58.1	39.9	2.0
13	МСХ	B16273	к	67.05	0.02	20.33	0.15	1.05	10.03	0.22	98.87	5.4	93.3	1.3
14	МСБр	AM-63		53.05	0.10	28.46	0.24	11.94	4.88	0.35	99.04	56.4	41.6	2.0
15	МСБр	AM-63		53.16	0.07	28.28	0.31	11.67	5.01	0.40	98.96	55.1	42.7	2.2
16	МСБр	MS57-374.6		52.11	0.07	30.01	0.31	12.72	3.95	0.25	99.71	63.1	35.4	1.5
17	МСБр	MS57-374.6		52.44	0.07	29.65	0.27	12.60	4.04	0.25	99.47	62.4	36.1	1.5
18	МС6Х	MS24-324.7		45.95	0.03	31.28	1.86	14.82	1.73	0.09	97.63	82.1	17.3	0.6
19	МС6Х	MS24-324.7		52.25	0.08	29.02	0.64	12.23	4.15	0.39	98.52	60.6	37.1	2.3
21	МС6Х	MS24-325.7М		47.81	0.05	32.23	0.50	15.58	2.52	0.09	98.43	77.0	22.5	0.5
22	МС6Х	MS24-325.7М		51.61	0.05	29.60	0.59	12.70	4.14	0.17	98.53	62.4	36.7	1.0
23	МС6Х	MS24-325.7М		56.88	0.06	26.15	0.63	8.42	6.34	0.41	98.55	41.4	56.2	2.4
24	ВЭЗ-нер	MS24-322.6	ц	50.03	0.04	31.13	0.83	13.99	3.41	0.12	99.54	68.9	30.4	0.7
25	ВЭЗ-нер	MS24-322.6	к	60.73	0.06	24.78	0.59	5.69	6.76	0.63	99.20	30.5	65.4	4.0
26	ВЭЗ-нер	MS24-326.8	ц	50.83	0.05	30.12	0.93	13.15	3.82	0.12	98.93	65.1	34.2	0.7
27	ВЭЗ-нер	MS24-326.8	к	64.90	0.02	22.39	0.20	2.42	7.70	1.03	98.55	13.8	79.3	7.0
28	ВЭЗ-нер	MS24-328.2М		50.12	0.04	29.91	0.89	13.65	3.60	0.11	97.57	67.3	32.1	0.7
29	ВЭЗ-нер	MS24-328.2М		64.64	0.01	22.50	0.36	2.32	8.64	0.23	97.95	12.7	85.8	1.5
30	ПикХР	MN44-514.7		54.73	0.11	27.99	0.72	10.46	5.27	0.35	98.68	51.3	46.7	2.0
31	ПикХР	MN44-514.7		49.20	0.04	31.76	0.57	15.01	2.71	0.14	98.46	74.8	24.4	0.8
32	ПикХР	MN44-514.7		51.53	0.07	29.94	0.76	12.96	3.78	0.25	98.31	64.5	34.0	1.5

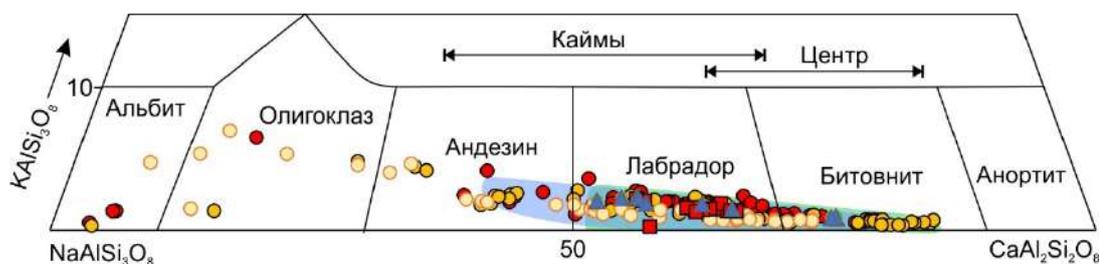


Рисунок 19. Ab-Kfs-An тройная диаграмма с нанесенными составами плагиоклаза из изученных пород. Условные обозначения – как на Рис. 18. Поля для плагиоклаза пикритовых габбродолеритов ГЗ и такситовых габбродолеритов НЭЗ – по неопубликованным данным автора и Гарсиа Дж., и [Krivolutskaya, 2016].

Слабоизмененные пироксены присутствуют в большинстве изученных пород. В большинстве, это азональные ксеноморфные индивиды, однако встречаются идиоморфные кристаллы, растущие внутри миндалин и миарол, а также в крупнокристаллических лейкократовых прожилках. По составу пироксены всех изученных пород отвечают высоко-Са авгиту и диопсиду, реже встречаются энстатит и низко-Са пижонит [Morimoto, 1989] (Таблица 7, Рис. 20). По большинству компонентов составы пироксенов из рассматриваемых типов (хромитовые и бесхромитовые МС-руды, контактовые брекчии с МС-оруденением, безрудные породы ВЭЗ) перекрываются (Рис. 20Б, 21). Магнезиальность ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ мол. %) варьирует от 63 до 85, Al_2O_3 – от 0.2 до 3.2 и в целом положительно коррелирует с $Mg\#$, MnO от 0.15 до 0.45 с обратной корреляцией от $Mg\#$ и Na_2O – от 0.15 до 0.5. Интересна корреляция TiO_2 с Al_2O_3 : вначале, по мере падения Al_2O_3 , TiO_2 растет, а затем – падает (Рис. 21Е). Различия между клинопироксенами изученных пород проявлены в содержаниях Cr_2O_3 : для пород с хромитовой минерализацией и некоторых безрудных пород характерны повышенные значения Cr_2O_3 (0.3-1.2%), которые достаточно плавно снижаются с уменьшением $Mg\#$, а для бесхромитовых пород МС-горизонта и части безрудных пород концентрации Cr_2O_3 не превышают 0.25% (Рис. 21В).

Таким образом, составы силикатных породообразующих минералов ВЭЗ и МС-горизонта, в частности, характеризуются диапазонами и химическими трендами, типичными для интрузивных траппов ультрамафит-мафитового состава. Более того, составы клинопироксена и плагиоклаза МС-горизонта, как по

абсолютным значениям, так и по бинарным корреляциям, во многом аналогичны составам этих минералов из такситовых габбродолеритов НЭЗ и отличаются от таковых из пикритовых габбродолеритов ГЗ.

Таблица 7. Представительные анализы клинопироксена изученных пород. Сокращения типов пород и подписи зон индивидов – как в Таблицах 1, 6. En, Wo, Fs – рассчитанные пропорции (мол. %) энстатитового ($Mg_2Si_2O_6$), волластонитового ($CaSiO_3$) и ферросилитового ($Fe_2Si_2O_6$) компонентов соответственно.

	Тип	Обр.	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сум	Mg#	En	Wo	Fs
1	МСХ	MN44-504.5		51.29	0.53	2.89	1.08	6.38	0.17	16.23	19.73	0.26	98.69	81.9	47.7	41.8	10.5
2	МСХ	MN44-504.5		50.98	0.53	2.93	1.14	6.31	0.16	16.27	19.78	0.25	98.47	82.1	47.8	41.8	10.4
3	МСХ	B16273Crr	ц	52.67	0.54	1.79	0.89	7.31	0.20	17.52	19.20	0.25	100.37	81.0	49.4	39.0	11.6
4	МСХ	B16273Crr	к	52.19	0.57	1.87	0.81	7.74	0.18	17.04	19.27	0.28	99.94	79.7	48.3	39.3	12.3
5	МСХ	B16273Crr		51.08	0.99	1.88	0.05	11.99	0.27	14.88	18.10	0.32	99.58	68.8	43.0	37.6	19.4
6	МСХ	MR30		51.79	0.80	1.94	0.88	10.54	0.22	17.48	16.27	0.21	100.15	74.7	49.8	33.4	16.8
7	МСХ	MR30		51.64	0.87	2.01	0.88	9.67	0.25	16.61	17.87	0.24	100.04	75.3	47.6	36.8	15.6
8	МСХ	MS24-324.3		52.13	0.52	2.51	0.87	7.14	0.18	15.72	19.71	0.28	99.06	79.6	46.4	41.8	11.8
9	МСХ	MS24-324.3		54.33	0.21	0.96	0.32	5.07	0.17	16.54	21.73	0.25	99.59	85.3	47.2	44.7	8.1
10	МСБр	AM63	ц	50.83	1.04	1.66	0.80	12.59	0.26	13.98	18.65	0.33	100.15	66.4	40.6	38.9	20.5
11	МСБр	AM63	к	51.16	0.97	1.48	0.70	13.46	0.30	13.44	18.66	0.31	100.48	64.0	39.0	39.0	21.9
12	МСБр	AM63		51.57	0.87	1.23	0.74	12.71	0.28	13.77	18.89	0.27	100.33	65.8	39.9	39.4	20.7
13	МСБр	AM63	ц	51.32	0.80	1.20	0.62	11.77	0.33	14.47	17.40	0.26	98.23	68.6	43.1	37.3	19.7
14	МСБр	AM63	к	51.48	0.80	1.21	0.62	11.88	0.33	14.69	17.28	0.26	98.61	68.7	43.5	36.8	19.7
15	МС6Х	B16273Crp	ц	51.39	1.24	1.85	0.08	10.99	0.26	15.41	18.51	0.30	100.03	71.4	44.1	38.2	17.7
16	МС6Х	B16273Crp	к	51.92	1.01	1.54	0.01	10.96	0.26	15.60	18.79	0.31	100.40	71.7	44.2	38.3	17.4
17	МС6Х	MS24-324.7		53.35	0.10	0.43	0.16	6.21	0.20	15.98	21.97	0.15	98.60	82.0	45.3	44.8	9.9
18	МС6Х	MS24-324.7		53.14	0.15	0.67	0.30	6.28	0.19	15.57	21.59	0.42	98.37	81.5	44.9	44.9	10.2
21	МС6Х	MS24-324.7	ц	50.45	1.29	2.07	0.04	9.88	0.28	15.26	18.65	0.29	98.26	73.3	44.6	39.2	16.2
22	МС6Х	MS24-324.7	к	50.44	1.17	1.93	0.03	10.58	0.31	15.30	17.69	0.25	97.77	72.0	45.0	37.5	17.5
23	МС6Х	MS24-324.7	ц	51.10	0.92	1.89	0.11	8.78	0.25	16.44	18.52	0.27	98.33	76.9	47.4	38.4	14.2
24	МС6Х	MS24-324.7	к	51.00	0.93	2.00	0.11	8.80	0.25	16.20	18.43	0.25	98.03	76.6	47.1	38.6	14.4
25	ВЭЗ-нер	MS24-322.6	ц	50.75	0.73	1.80	0.00	9.86	0.36	14.81	19.06	0.48	97.92	72.7	43.5	40.3	16.3
26	ВЭЗ-нер	MS24-322.6	к	50.50	0.79	1.89	0.00	9.86	0.38	14.90	18.91	0.44	97.69	72.9	43.8	40.0	16.3
29	ВЭЗ-нер	MS24-326.7М	ц	50.18	0.66	3.26	0.13	7.23	0.17	15.66	19.95	0.30	97.56	79.4	46.0	42.1	11.9
30	ВЭЗ-нер	MS24-326.7М	к	51.57	0.44	1.88	0.05	6.84	0.20	16.88	19.80	0.26	97.96	81.4	48.3	40.7	11.0
31	ВЭЗ-нер	MS24-326.7М	ц	50.96	0.53	2.74	0.05	6.95	0.16	16.40	20.70	0.28	98.80	80.7	46.6	42.3	11.1
32	ВЭЗ-нер	MS24-326.7М	к	50.97	0.52	2.33	0.04	8.17	0.24	15.17	20.04	0.31	97.81	76.7	44.4	42.2	13.4
33	ВЭЗ-нер	MS24-330.2М		51.28	0.44	2.74	0.54	5.82	0.14	16.29	20.84	0.28	98.46	83.3	47.1	43.4	9.5
34	ВЭЗ-нер	MS24-328.2L		51.83	0.20	0.65	0.00	12.30	0.50	13.05	19.71	0.32	98.68	65.3	38.2	41.5	20.2

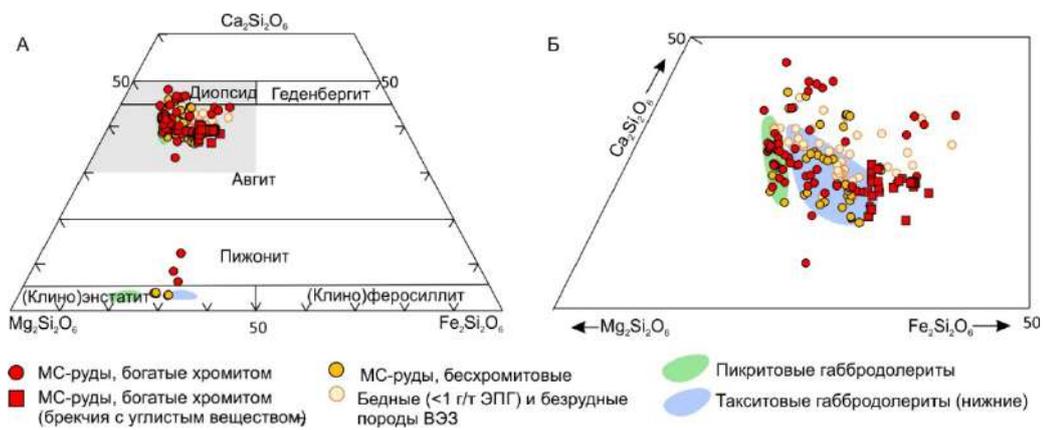


Рисунок 20. En-Wo-Fs тройная диаграмма [Morimoto, 1989] с составами пироксенов из изученных пород. (А) – общий вид с низко-Са пироксенами, (Б) – заштрихованная часть на (А) крупным планом. Поля для пироксена пикритовых габбродолеритов ГЗ и такситовых габбродолеритов НЭЗ – по неопубликованным данным автора и Гарсия Дж., и [Krivolutskaya, 2016].

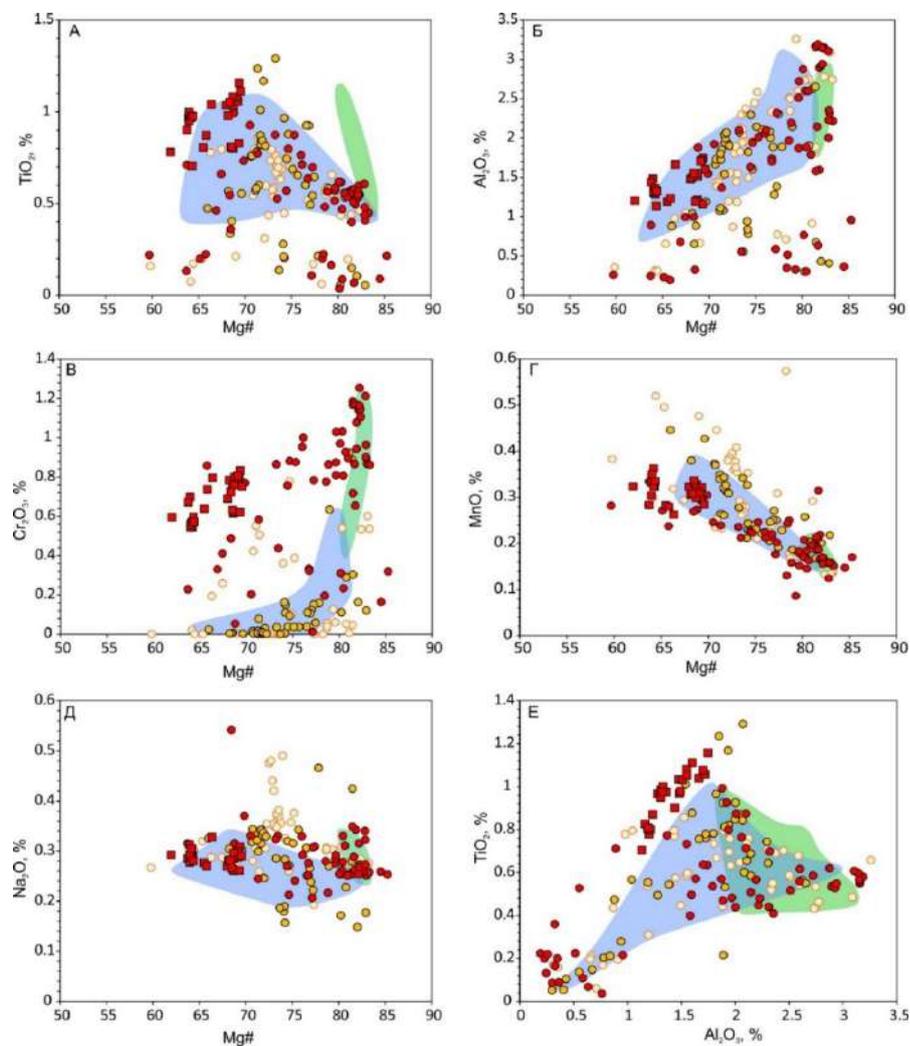


Рисунок 21. Бинарные вариационные диаграммы с составами клинопироксенов из изученных пород. Условные обозначения – как на Рис. 20. Поля для пироксена пикритовых габбродолеритов ГЗ и такситовых габбродолеритов НЭЗ – по неопубликованным данным автора и Гарсия Дж., и [Krivolutskaya, 2016].

4.4. Второстепенные, вторичные силикаты и апатит

Практически повсеместно в количествах <10 об. % в породах, содержащих MS-оруденение встречаются флогопит и низко-Са пироксен (см. выше). Чаще всего флогопит образует гипидиоморфные индивиды в участках с сильно измененными высоко-Т силикатами, в ассоциации с сульфидами и апатитом. Также встречается в виде интерстициальных индивидов, ксеноморфных по отношению к породообразующим силикатам, и частично заполняет миндалины. Состав флогопита характеризуется вариациями Mg# от 70 до 84 мол. %, F – 0.85-1.8 %, Cl – 0.2-0.48% и высоким содержанием TiO₂ – до 8% (Таблица 8).

Таблица 8. Представительные анализы флогопита изученных пород. 1-19 – микронзондовый WDS анализ, 20-25 – EDS анализ.

N	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	Cl	Total	Mg#
1	MP-14	38.08	5.34	12.94	0.85	8.38	0.05	19.18	0.07	0.74	9.18	0.13	1.77	0.23	96.94	80.3
2	MP-14	37.27	6.12	12.88	0.80	11.71	0.06	16.28	0.10	0.48	9.46	0.33	1.20	0.46	97.16	71.2
3	MP-14	37.86	5.15	13.01	0.76	8.41	0.05	19.34	0.09	0.73	9.20	0.09	1.67	0.26	96.64	80.4
4	MP-14	36.88	5.20	12.81	0.72	11.30	0.04	17.13	0.09	0.42	9.41	0.16	1.06	0.50	95.83	73.0
5	MP-14	37.08	7.80	12.61	1.05	9.42	0.04	16.89	0.05	0.79	9.09	0.24	1.35	0.19	96.63	76.2
6	MP-14	36.96	7.28	12.81	0.85	9.27	0.05	17.39	0.06	0.78	9.10	0.11	1.58	0.21	96.47	77.0
7	MP-14	37.37	5.84	12.85	0.73	12.03	0.06	16.04	0.10	0.43	9.58	0.33	1.16	0.48	96.99	70.4
8	MP-14	38.10	6.90	12.57	0.89	8.99	0.05	17.84	0.07	0.73	9.05	0.08	1.30	0.21	96.81	78.0
9	MP-14	37.43	7.17	12.61	0.95	9.18	0.05	17.25	0.06	0.74	9.07	0.12	1.10	0.19	95.91	77.0
10	MR-14	36.91	6.18	12.87	0.77	11.70	0.08	16.37	0.10	0.45	9.34	0.28	1.09	0.43	96.64	71.4
11	MR-14	38.47	7.39	12.51	1.05	9.76	0.04	16.62	0.11	0.64	9.30	0.04	1.04	0.18	97.17	75.2
12	MR-14	38.80	6.78	12.50	0.99	9.81	0.05	17.16	0.15	0.63	9.31	0.08	1.25	0.23	97.73	75.7
13	MR-14	38.62	6.54	12.60	0.92	10.68	0.06	16.74	0.13	0.55	9.40	0.15	1.03	0.24	97.68	73.6
14	MR-14	38.49	7.48	12.46	1.04	9.84	0.04	16.71	0.13	0.59	9.14	0.07	1.05	0.19	97.23	75.2
15	MR-14	38.19	7.76	12.49	1.12	10.04	0.04	16.09	0.13	0.60	9.23	0.04	0.98	0.18	96.89	74.1
16	MR-14	37.58	7.68	12.64	1.11	11.86	0.06	15.35	0.12	0.54	9.28	0.13	0.84	0.20	97.39	69.8
17	MR-14	37.64	8.30	12.83	0.95	10.45	0.04	16.02	0.06	0.73	9.15	0.33	1.02	0.20	97.75	73.2
18	MR-14	37.91	7.41	12.77	0.96	10.06	0.05	16.92	0.08	0.72	9.18	0.20	1.09	0.19	97.55	75.0
19	MR-14	37.44	8.09	12.84	0.96	10.28	0.07	15.96	0.08	0.77	8.93	0.38	0.88	0.19	96.86	73.4
20	MR-31	36.63	5.59	13.5	0.63	8.83	н/а	20.3	н/а	0.57	6.9	н/а	н/а	0.18	93.12	80.4
21	MR-20	38.49	4.57	12.8	0.32	9.06	н/а	20.55	н/а	0.47	7.55	н/а	н/а	0.17	93.99	80.2
22	MR-20	38.81	5.34	13.1	0.38	10	н/а	18.54	н/а	0.67	9.52	н/а	н/а	0.31	96.72	76.7
23	MR-20	38.96	4.95	13	0.31	9.38	н/а	19.09	н/а	0.54	9.31	н/а	н/а	0.32	95.85	78.4
24	MR-20	38.89	5.2	12.8	0.51	10	н/а	18.36	н/а	0.53	9.07	н/а	н/а	0.31	95.69	76.6
25	MS24-323.4	38.94	3.79	13.6	0.98	6.96	н/а	20.33	н/а	0.47	9.36	н/а	н/а	0.26	94.69	83.9

К широко распространенным вторичным силикатам в породах с МС-оруденением относятся: хлорит (клинохлор), сапонит и альбит. Реже встречаются низко-Al амфибол ряда тремолит-актинолит, ортоклаз, мусковит, эпидот и пренит. Хлорит образует тонкочешуйчатые и волокнистые агрегаты, замещающие клинопироксен, сапонит образует рыхлые, толсточешуйчатые псевдоморфозы по оливину, альбит с подчиненным количеством ортоклаза, мусковита и эпидота замещают плагиоклаз (сосюритизация). Мы не проводили детального минералогического исследования вторичных минералов с использованием рентгеновской дифракции или рамановской спектроскопии, однако данные ЭДС показывают, что по составу хлорит и сапонит отличаются слабо и, вероятно, образуют скрытокристаллическую смесь с преобладанием первого в псевдоморфозах по пироксену и второго – в псевдоморфозах по оливину. Тем не менее, «крайние члены» этих минералов существенно различаются по содержанию SiO₂, Al₂O₃ и CaO (Таблица 9).

Таблица 9. Представительные EDS-анализы хлорита (Chl) и сапонита (Sap) изученных пород.

Образец		Сум.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
MP-14	Chl	96.45	33.99	17.35	0.54	20.91	0.43	22.92	0.32	
MP-14	Chl	83.65	26.38	15.66		27.21	0.5	13.9		
MP-14	Chl	86.81	31.3	15.13	0.88	20.4		17.89	0.88	
MP-14	Chl	89.23	25.24	18.16	0.38	37.93	0.62	6.9		
MP-14	Chl	89.18	32.18	16.17	0.61	14.34		22.64	0.41	
MC24-324.0	Chl	90.04	27.7	18.44	0.41	27.84	0.56	14.74		
MP-14	Sap	75.9	28.11	12.98	1.1	19.32		13.43	0.67	0.28
MP-14	Sap	89.79	35.45	14.89		18.74		19.9	0.81	
MP-14	Sap	87.84	34.96	14.4		18.58		18.9	1.01	
MP-14	Sap	86.06	34.17	13.85	0.38	15.85		19.92	1.47	
MC24-324.0	Sap	86.49	31.81	12.49		20.04		21.77	0.24	

Апатит – широко распространенный аксессуарный минерал пород с МС-оруденением и верхнего эндоконтакта в целом, являющийся минералогическим «индикатором» поздне- и постмагматических процессов в дифференцированных интрузиях [Boudreau et al., 1985; Рябов и др., 2018; Serova and Spiridonov, 2018]. В

изученных образцах апатит образует идиоморфные и гипидиоморфные индивиды, часто ассоциирующие с вторичными силикатами и флогопитом (Рис. 22А-В). Кроме этого, в породах МС-горизонта апатит ассоциирует с сульфидами, магнетитом и МПГ. В отдельно взятых ассоциациях апатит чаще всего ксеноморфен по отношению к хромшпинелидам, в то время как по отношению к сульфидам он может проявлять как идиоморфизм, так и быть ксеноморфным (Рис. 22А-В). По химическому составу апатита отчетливо выделяются различные популяции для пород с МС-оруденением и пород с нерудными концентрациями ЭПГ. За исключением контактовых брекчий, апатит рудоносных пород характеризуется сравнительно низкими содержаниями F и широким диапазоном концентрации Cl, тогда как для апатита безрудных пород Cl/F отношение заметно более низкое (Рис. 23А, Б). По содержанию редкоземельных элементов апатиты из рудоносных и безрудных пород существенно не отличаются: сумма оксидов La и Ce варьирует главным образом от 0.1 до 0.75%. Для многих зерен апатита отмечается зональность по содержанию F, Cl и РЗЭ. Однако, эта зональность носит несистематичный характер и в одном образце разные зерна апатита могут иметь разнонаправленную зональность или не иметь ее вовсе (Таблица 10).

Ильменит также распространен в породах МС-горизонта и ВЭЗ в целом, образует либо собственные пластинчатые кристаллы в бесхромитовых породах, либо встречается в сростаниях с высоко-Ti хромитом в ассоциации с вторичными силикатами.

К менее распространенным акцессорным минералам относятся титанит, бадделеит и торианит (Рис. 22В, Г). Все эти минералы ассоциируют с вторичными силикатами, флогопитом, апатитом и ильменитом. Титанит, по всей видимости, замещает ильменит и, реже, встречается в продуктах изменения клинопироксена. Бадделеит и торианит редко превышают 10 μm и наиболее характерны для пород с богатой хромитовой минерализацией.

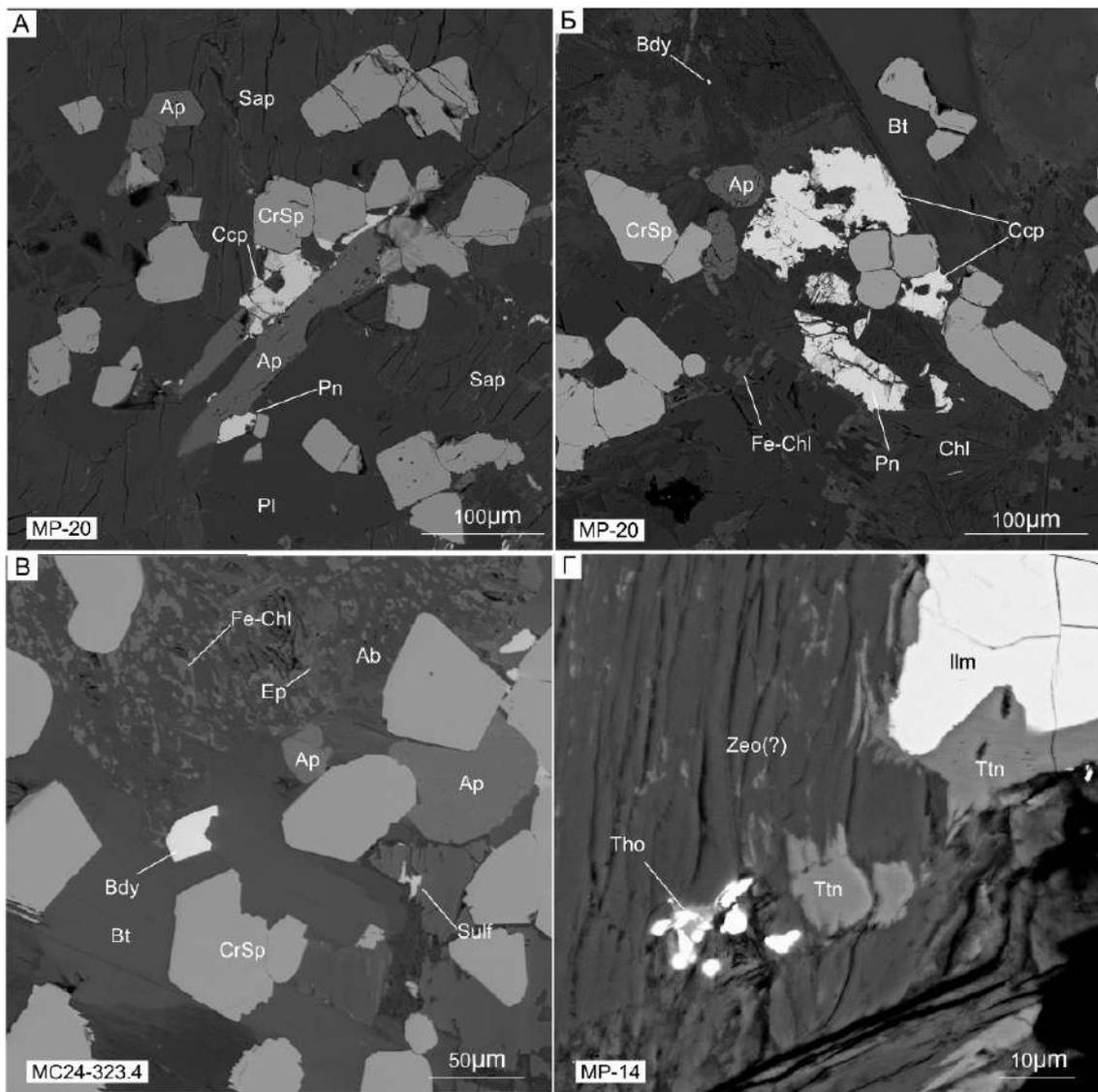


Рисунок 22. BSE-фотографии ассоциаций с апатитом и другими акцессорными минералами.

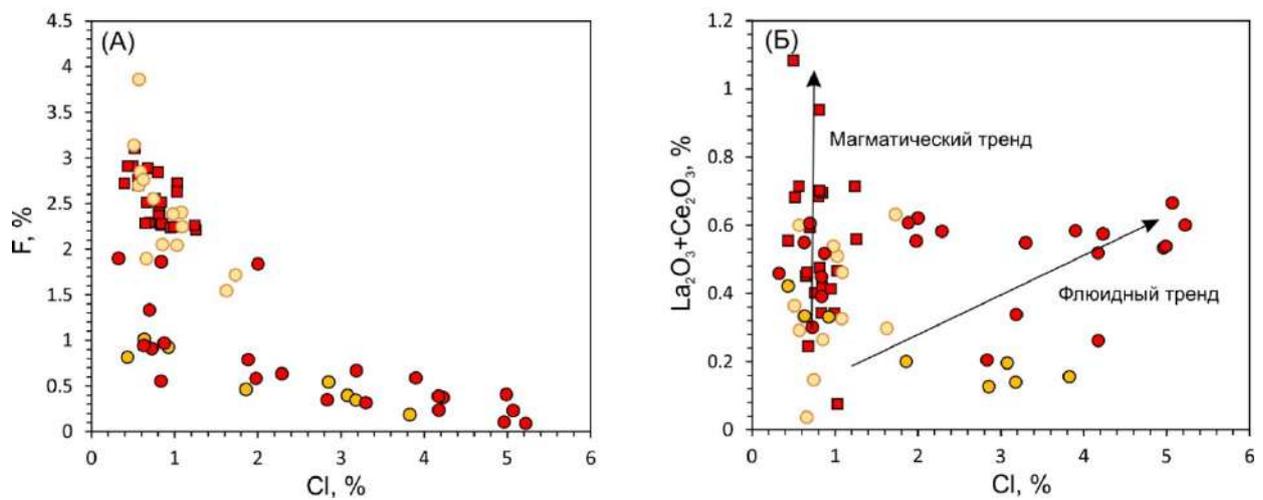


Рисунок 23. Бинарные вариационные диаграммы с составами апатита из изученных пород. Условные обозначения – как на Рис. 20. «Магматический» и «флюидный» тренды – по Boudreau et al. (1985)

Таблица 10. Представительные анализы апатита изученных пород.

	Обр.	Зона	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	P ₂ O ₅	F	Cl	Сум
МСХ	MS24-324.0	ц	0.14	0.22	0.04	<0.01	52.45	0.28	0.21	0.23	0.43	0.34	39.62	0.23	5.07	99.28
МСХ	MS24-324.0	к	0.20	0.23	0.03	<0.01	53.75	0.00	0.10	0.07	0.13	0.09	39.49	0.35	2.84	97.27
МСХ	MS24-324.0	ц	0.37	0.19	0.05	<0.01	53.37	0.00	0.19	0.15	0.39	0.23	39.44	0.32	3.30	98.00
МСХ	MS24-324.0	к	0.26	0.33	0.04	<0.01	53.64	0.02	0.15	0.09	0.25	0.12	39.71	0.67	3.19	98.46
МСХ	MS24-324.0		0.21	0.30	0.00	<0.01	54.25	0.00	0.09	0.12	0.27	0.11	39.83	1.86	0.84	97.90
МСХ	MS24-324.0		0.33	0.38	0.01	<0.01	53.01	0.06	0.15	0.19	0.43	0.30	39.13	1.84	2.00	97.84
МСХ	MS24-323.4		0.27	0.48	0.04	<0.01	52.66	0.15	0.04	0.15	0.43	0.28	39.46	0.38	4.23	98.57
МСХ	MS24-323.4	ц	2.44	1.94	0.04	1.48	49.72	0.17	0.06	0.14	0.38	0.19	36.72	0.39	4.17	97.83
МСХ	MS24-323.4	к	1.98	1.36	0.02	0.98	50.46	0.14	0.01	0.16	0.38	0.23	37.51	0.11	4.96	98.29
МСХ	MS24-325.4	ц	0.29	0.31	0.01	<0.01	53.22	0.02	0.02	0.15	0.37	0.18	39.16	0.97	0.88	95.58
МСХ	MS24-325.4	к	0.12	0.34	0.04	<0.01	53.18	0.03	0.06	0.12	0.14	0.08	39.28	0.24	4.18	97.82
МСХ	MS24-325.4		0.29	0.47	0.05	<0.01	52.64	0.03	0.00	0.19	0.39	0.16	38.78	0.63	2.29	95.93
МСХ	MS24-325.4		1.03	0.78	0.01	0.51	52.24	0.04	0.00	0.18	0.37	0.12	38.22	0.94	0.63	95.07
МСХ	MS24-325.4		0.50	0.44	0.03	<0.01	52.01	0.12	0.01	0.18	0.40	0.27	38.04	0.59	3.90	96.50
МСБр	AM63	ц	0.38	0.58	0.05	<0.01	54.37	0.16	0.10	0.26	0.46	0.29	40.67	2.76	0.57	100.64
МСБр	AM63	к	1.11	0.83	0.04	<0.01	52.79	0.16	0.00	0.42	1.08	0.58	39.28	2.70	0.56	99.55
МСБр	AM63	ц	0.28	0.61	0.05	0.10	54.18	<0.01	0.07	0.02	0.05	0.06	40.68	2.72	1.03	99.86
МСБр	AM63	к	0.34	0.59	0.05	<0.01	52.90	0.08	0.01	0.24	0.44	0.27	39.08	2.84	0.80	97.65
МСБр	AM63	ц	0.37	0.73	0.07	<0.01	54.75	0.00	0.05	0.09	0.15	0.06	41.12	2.89	0.68	100.98
МСБр	AM63	к	0.37	0.66	0.05	<0.01	54.94	0.02	0.04	0.17	0.39	0.16	40.62	2.91	0.44	100.77
МСБр	AM63	ц	0.33	0.88	0.06	<0.01	54.55	0.14	0.00	0.11	0.29	0.20	40.94	2.55	0.76	100.82
МСБр	AM63	ц	2.87	0.42	0.04	<0.01	50.43	0.24	0.11	0.83	2.15	1.04	37.18	2.72	0.40	98.43
МСБр	MS57-374.6	ц	0.35	0.55	0.04	<0.01	53.70	0.05	0.06	0.12	0.30	0.17	40.21	2.27	0.84	98.67
МСБр	MS57-374.6	к	0.31	0.38	0.02	<0.01	54.26	0.03	0.00	0.15	0.33	0.20	40.66	2.40	0.82	99.58
МСБр	MS57-374.6	ц	0.28	0.42	0.03	0.14	54.15	<0.01	0.00	0.18	0.28	0.07	41.03	2.63	1.03	100.26
МСБр	MS57-374.6	к	0.29	0.48	0.05	0.09	54.38	0.02	0.02	0.10	0.24	0.15	40.96	2.51	0.84	100.14
ВЭЗ-нер	MS24-322.6	ц	0.34	0.42	0.09	0.01	54.21	0.07	0.04	0.10	0.23	0.08	40.25	2.40	1.08	99.52
ВЭЗ-нер	MS24-322.6	к	0.10	0.19	0.05	<0.01	55.42	0.10	0.13	0.07	0.08	0.00	41.38	2.55	0.75	100.99
ВЭЗ-нер	MS24-322.6	ц	1.28	1.24	0.04	0.77	52.20	0.03	0.05	0.11	0.19	0.05	39.02	1.54	1.63	98.18
ВЭЗ-нер	MS24-322.6	к	0.33	0.48	0.05	<0.01	54.05	0.12	0.01	0.18	0.36	0.30	40.30	2.39	0.98	99.60
МС6Х	MS24-324.7		0.21	0.29	0.05	<0.01	54.34	0.05	0.12	0.10	0.03	0.04	40.08	0.54	2.85	98.69
МС6Х	MS24-324.7		0.11	0.15	0.01	<0.01	54.61	0.01	0.00	0.12	0.21	0.06	39.77	1.01	0.64	96.70
МС6Х	MS24-324.7	ц	0.15	0.12	0.03	<0.01	54.38	<0.01	0.05	0.07	0.13	0.10	39.89	0.46	1.86	97.26
МС6Х	MS24-324.7	к	0.18	0.25	0.01	<0.01	54.64	<0.01	0.07	0.16	0.27	0.06	39.81	0.82	0.43	96.70
МС6Х	MS24-324.7		0.30	0.26	0.03	<0.01	54.09	<0.01	0.00	0.07	0.26	0.21	39.73	0.92	0.93	96.80
МС6Х	MS24-324.7		0.08	0.24	0.02	<0.01	53.99	0.01	0.07	0.03	0.12	0.00	39.68	0.19	3.83	98.26
МС6Х	MS24-324.7		1.19	0.61	0.06	0.16	52.31	0.00	0.10	0.06	0.14	0.06	38.82	0.40	3.08	97.00
МС6Х	MS24-324.7		2.73	1.83	0.04	0.08	51.39	0.03	0.01	0.06	0.08	0.04	38.04	0.35	3.18	97.86

4.5. Хромшпинелиды

Хромшпинелиды (в общем случае – хромит) – наиболее характерная минеральная фаза для такситовых габбро верхнего эндоконтакта и, в частности,

для большинства пород, несущих МС-оруденение. Кроме этого, густая хромитовая вкрапленность встречается и в пикритовом горизонте главной дифференцированной зоны. В этом разделе мы приводим детальное описание текстур, морфологии и химизма хромита в породах интрузии Норильск-1, фокусируясь на образцах верхнего эндоконтакта и приводя некоторые данные по богатым хромитом породам из пикритового горизонта ГЗ.

4.5.1. Текстуры и морфология

Главные текстурные черты хромитовой минерализации в изученных породах – это ее гетерогенность и отсутствие планарных или стратиформных закономерностей, типичных для хромититов расслоенных интрузий. Несмотря на то что плотность хромитовой вкрапленности существенно варьирует, практически для всех образцов характерно заливообразное (Рис. 14, 24А. Б) и, в более детальном масштабе, цепочечное (Рис. 24В-Д) распределение зерен хромита. Границы вкрапленности часто не совпадают с границами силикатных минералов и проходят сквозь силикатные минералы, создавая видимость «наложенности» хромита и независимости его текстур от силикатной матрицы. Более того, часто отдельные цепочки и шлейфы хромита проходят через различные силикатные зерна, не прерываясь и не искажаясь на границе фаз (Рис. 24В-Е). Наиболее показательными являются цепочки и шлейфы зерен хромита, находящиеся на границе двух соседствующих минералов (Рис. 24Д, Е).

Еще одна характерная текстурная особенность хромитовой минерализации как МС-руд интрузии Норильск-1, так и интрузий Норильского типа в целом [Рябов и др., 2001; Schoneveld et al., 2020] – повсеместно встречающиеся кольцевые мотивы в текстуре хромитовой вкрапленности (Рис. 13А, 25). В некоторых образцах «кольца» хромита обрамляют миндалины, заполненные водосодержащими минералами: хлоритом, флогопитом, серпентином, пренитом (Рис. 13А, 25А-Г). Причем данная особенность хромитовой вкрапленности наблюдается так же и для хромитовой минерализации пикритового горизонта

главной дифференцированной зоны. В других случаях кольцевые текстуры хромитовой вкрапленности наблюдаются и в матрице таких силикатов как плагиоклаз и клинопироксен и так же, как и в случае цепочек и шлейфов, геометрия колец хромита практически не зависит от вмещающих силикатов (Рис. 25Д-К).

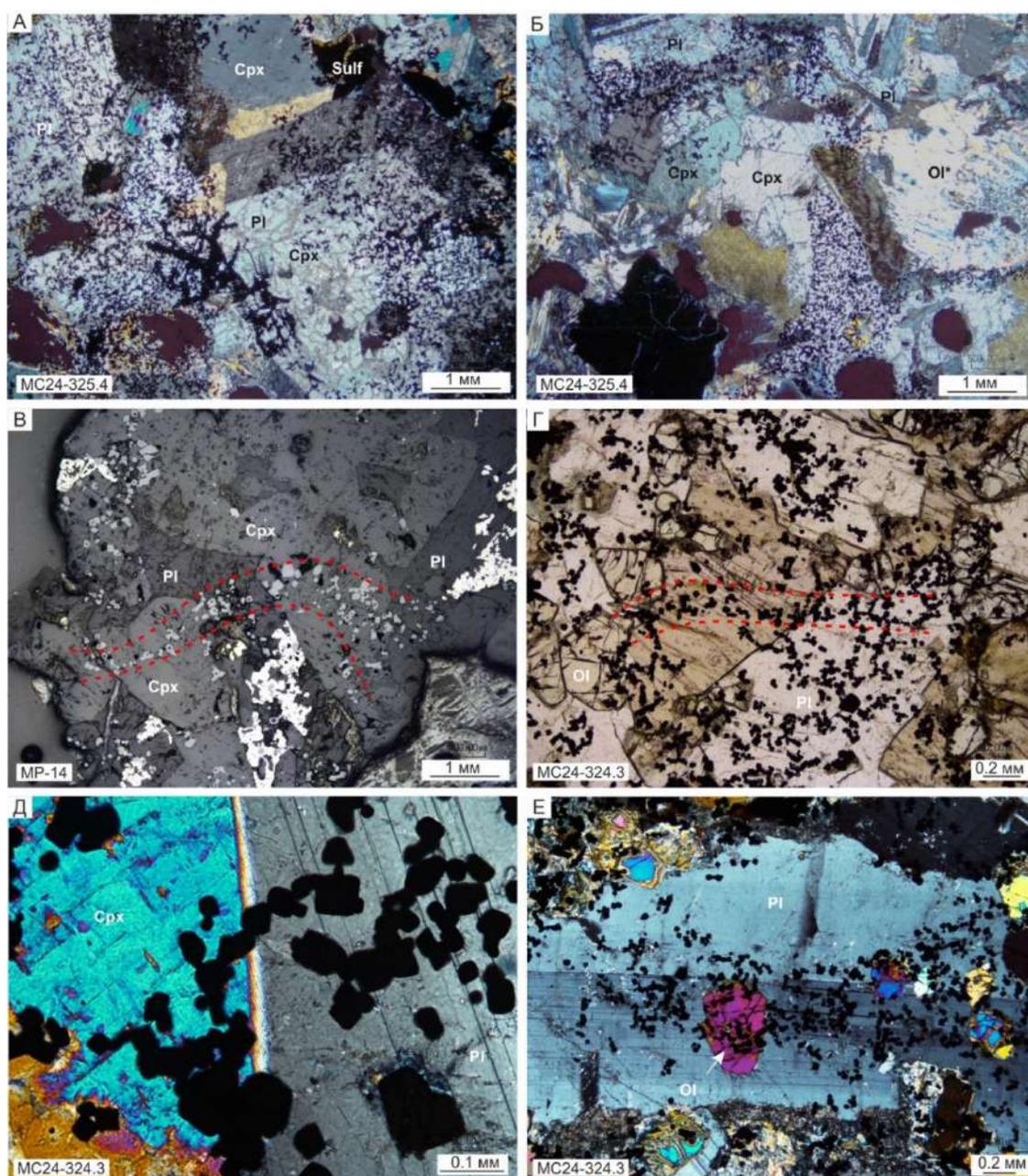


Рисунок 24. Структурно-текстурные особенности хромитовой вкрапленности. (А, Б) – заливообразные рассеяния хромита; (В, Г) – цепочечные текстуры хромита (выделены красным пунктиром), проходящие через силикатные минералы; (Д) – цепочка зерен хромита, проходящая через границу пироксена и плагиоклаза; (Е) – шлейф хромита, проходящий через плагиоклаз и хадакристалл оливина в нем.

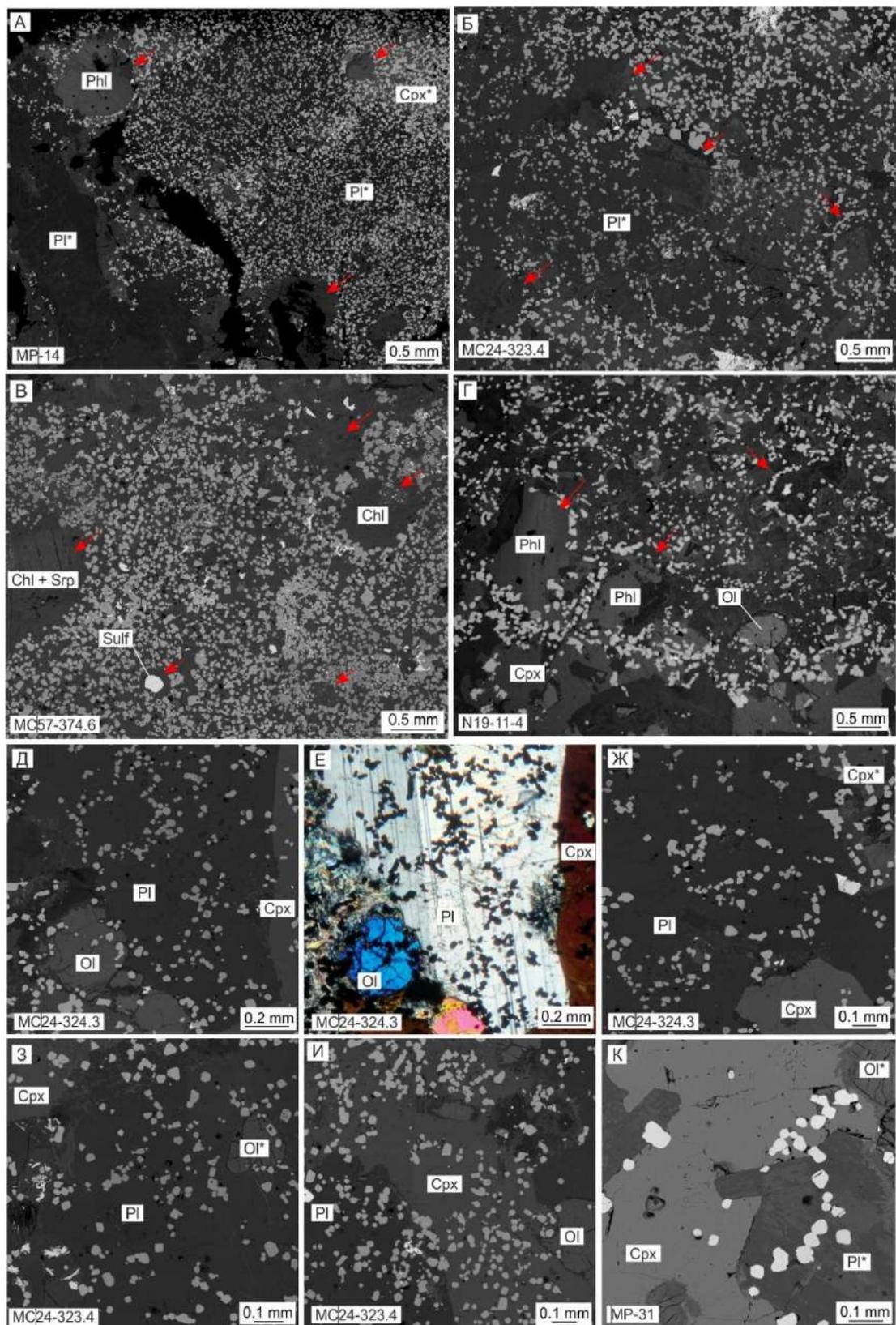


Рисунок 25. Кольцевые текстуры хромитовой вкрапленности в хромитонесных породах МС-горизонта и пикритового горизонта ГЗ. Все фото, кроме (Е) – электронные микрофотографии в режиме BSE. (Е) – проходящий свет, скрещенные поляризаторы. На (А-Г) кольцевые текстуры отмечены стрелками.

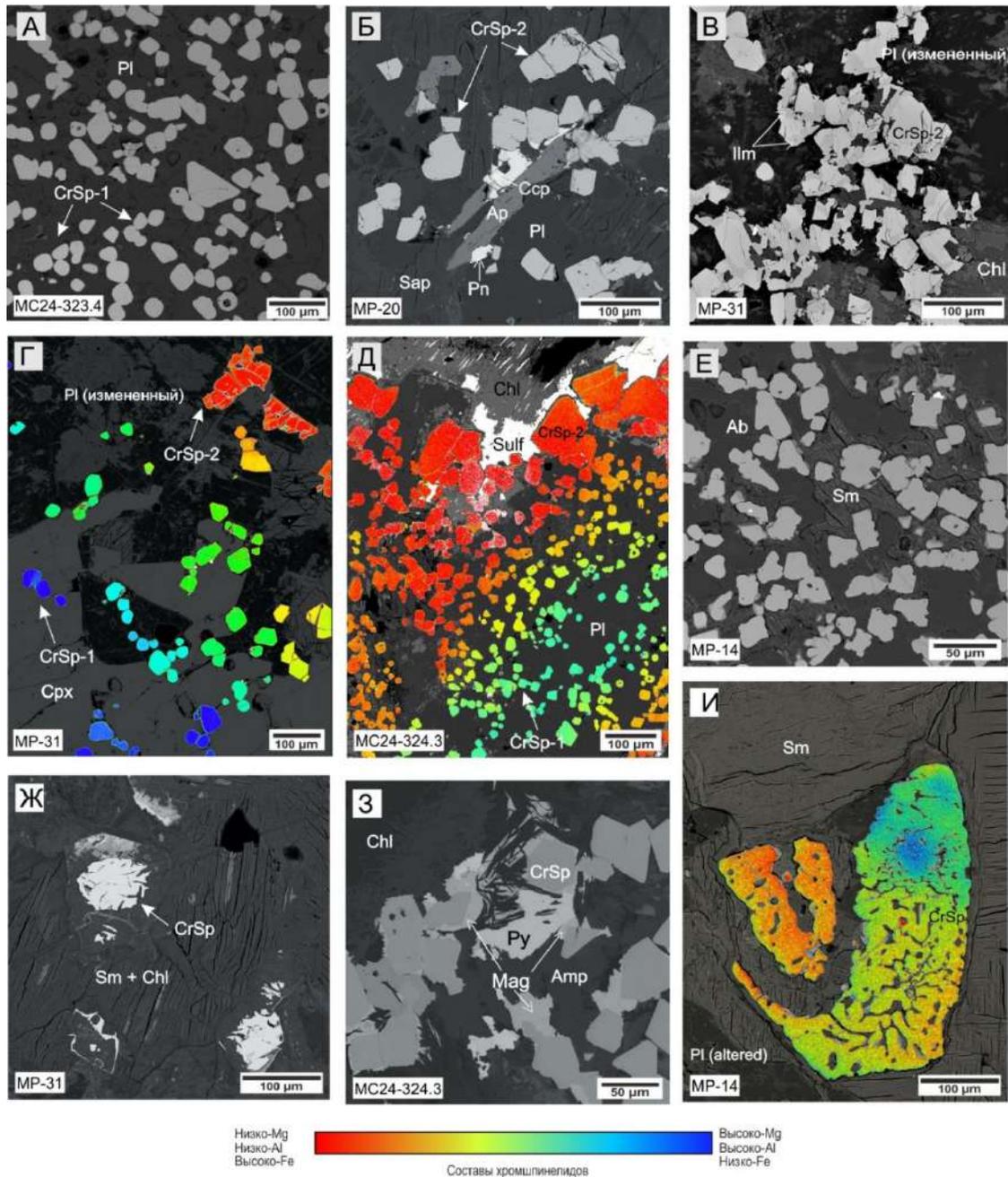


Рисунок 26. Разнообразие морфологии хромшпинелидов в изученных породах. (А-В, Е-3) – BSE-фото, (Г, Д, И) – BSE-фото с ручной программной обработкой цвета хромшпинелидов (см. Методы). Sm – смектит.

Морфология хромшпинелидов варьирует от микроскопических (10-80 μm) округлых зерен (Рис. 26А) до более крупных (до 200-400 μm) кристаллов с прямолинейными очертаниями (Рис. 26Б-Д). Для дальнейшего описания и обсуждения мы условно называем эти морфологические типы «хромит-1» и «хромит-2» соответственно, однако следует иметь ввиду, что эти два типа не

являются отдельными популяциями, а представляют скорее крайние члены в непрерывном морфологическом ряду. Зерна хромита-1, чаще изолированы или образуют короткие цепочки, в которых кристаллы касаются друг друга вершинами (Рис. 26Г). Кристаллы хромита-2, как правило, срастаются гранями и нередко образуют объемные агрегаты из большого количества «слипшихся» зерен (Рис. 26Б-Г). Хромит-1, главным образом, включен в неизменные и слабоизмененные силикаты, в то время как хромит-2 ассоциирует с вторичными силикатами, апатитом, сульфидами и МПГ (Рис. 26Д). Кроме этих главных, характерных для всех образцов, морфологических разновидностей, в ряде образцов обнаруживаются кристаллы хромита с гранями сложных очертаний (до амебовидных) (Рис. 26Е), интенсивно резорбированные зерна хромита в низкотемпературных силикатах (Рис. 26Ж), хромит с бахромчатыми наростами магнетита (Рис. 26З) а также отдельные губчатые индивиды хромита (Рис. 26И). Наконец, в хромите-2 нередко отмечаются линейные включения титанистой фазы (ильменита или ульвошпинели), состав которой было невозможно установить из-за ее малого размера (Рис. 27А). Эти включения ориентированы по кристаллографическим направлениям хромита и часто сопровождаются впадинками и трещинками в зерне (Рис. 27Б).

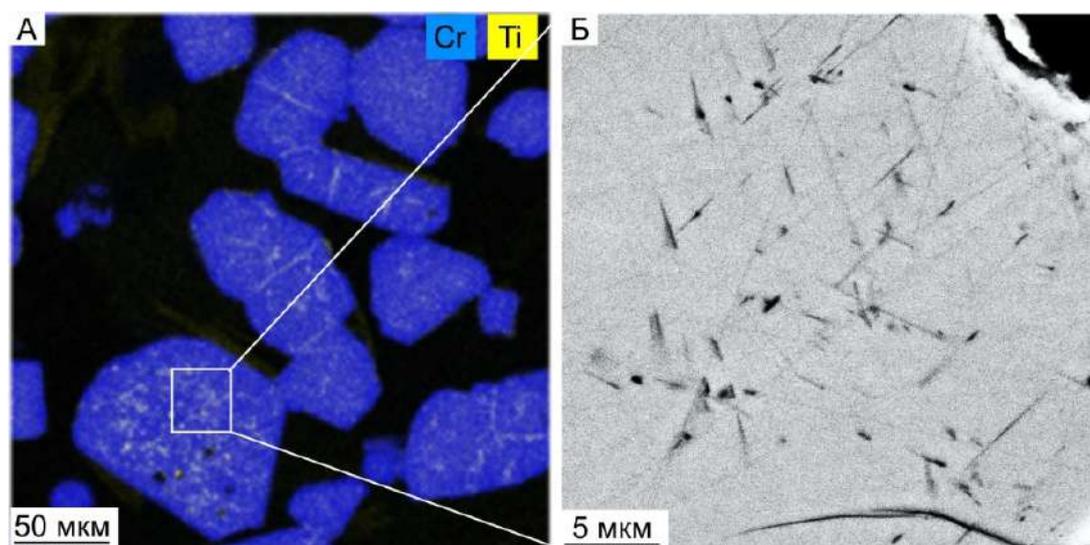


Рисунок 27. Микровключения богатой Ti фазы (ильменит или ульвошпинель) в хромите-2. (А) – элементная ЭДС карта нескольких зерен хромита с микровключениями, (Б) – BSE-фотография фрагмента зерна хромита с большим количеством микровключений (темные).

4.5.2. Закономерности химического состава

Хромшпинелиды изученных пород характеризуются исключительно широким диапазоном состава (Рис. 28). Характерны в целом низкие (от Mg# 2 до 55 мол. %) значения магнезиальности и умеренные до высоких значения Cr# = Cr/(Cr+Al) (от 48 до 95 мол. %). Выражена монотонная отрицательная корреляция между Cr# и Mg# (Рис. 28А). Таким образом, по соотношению Mg#-Cr# подавляющая часть изученных хромшпинелидов классифицируется как хромит или магнетит. Классификация с использованием трехвалентных катионов показывает, что состав хромшпинелидов эволюционирует от хромита (большинство) до хромистого магнетита (Рис. 28Б). Содержание Al₂O₃ варьирует от 1 до 25% и находится в положительной линейной корреляции от Mg# (Рис. 27В). Широкий диапазон также характерен для содержания TiO₂, которое выдержано для наиболее высокомагнезиальных разновидностей на уровне 1-5%, в целом аналогично хромиту из вулканитов Сибирских траппов Норильского района, а затем резко возрастает до 15-18% в низко-магнезиальных хромитах и хроммагнетитах, образуя тренд от хромита до титаномангнетита и ульвошпинели (Рис. 28Г, Д). Кроме широкого диапазона содержания TiO₂, по которому хромиты интрузии Норильск-1 не имеют аналогов среди других расслоенных интрузий, уникальными также являются вариации степени окисления Fe в хромите, которые лучше всего иллюстрируются диаграммой Mg#-Fe³⁺/Fe²⁺. Из этой диаграммы видно, что разброс Fe³⁺/Fe²⁺ для хромитов МС-горизонта и в целом интрузии Норильск-1 увеличивается с падением Mg#, а для некоторых образцов МС-горизонта является аномально низким (Рис. 28Е).

В целом, расходящиеся тренды эволюции состава хромшпинелидов по трехвалентным (Fe³⁺, Cr³⁺, Al³⁺) и четырехвалентным (Ti⁴⁺) катионам являются отличительной чертой хромитовой минерализации МС-горизонта. Рассмотрим это на примере образцов их карьера Медвежий ручей (сильно расходящиеся тренды) и керн МС-24 (умеренно расходящиеся тренды) (Рис. 29). При сравнительно монотонном поведении Cr# от Mg#, содержания Cr₂O₃ могут как уменьшаться с падением Mg#,

так и оставаться неизменными, на уровне 40-45% (Рис. 29А, Б). Различия в поведении Fe^{3+} и TiO_2 проявлены в расходящихся трендах в парах Fe^{2+} от Fe^{3+} (Рис. 29В, Г) и TiO_2 от Fe^{3+} (Рис. 29Д, Е). Так, в хромитах ряда образцов содержание Fe^{3+} слабо меняется с ростом Fe^{2+} , в то время как концентрация TiO_2 растет резко («ульвошпинелевый» тренд). В других образцах проявлена более отчетливая положительная корреляция Fe^{3+} от Fe^{2+} , тогда как рост TiO_2 более плавный («титаномагнетитовый» тренд). Причем расхождения в трендах по Fe^{3+} и TiO_2 наблюдаются даже в пределах одного образца MS24-323.4: более выраженный рост Fe^{3+} наблюдается в богатых оливином участках (пикритовый габбродолерит), а менее выраженный – в более лейкократовых участках.

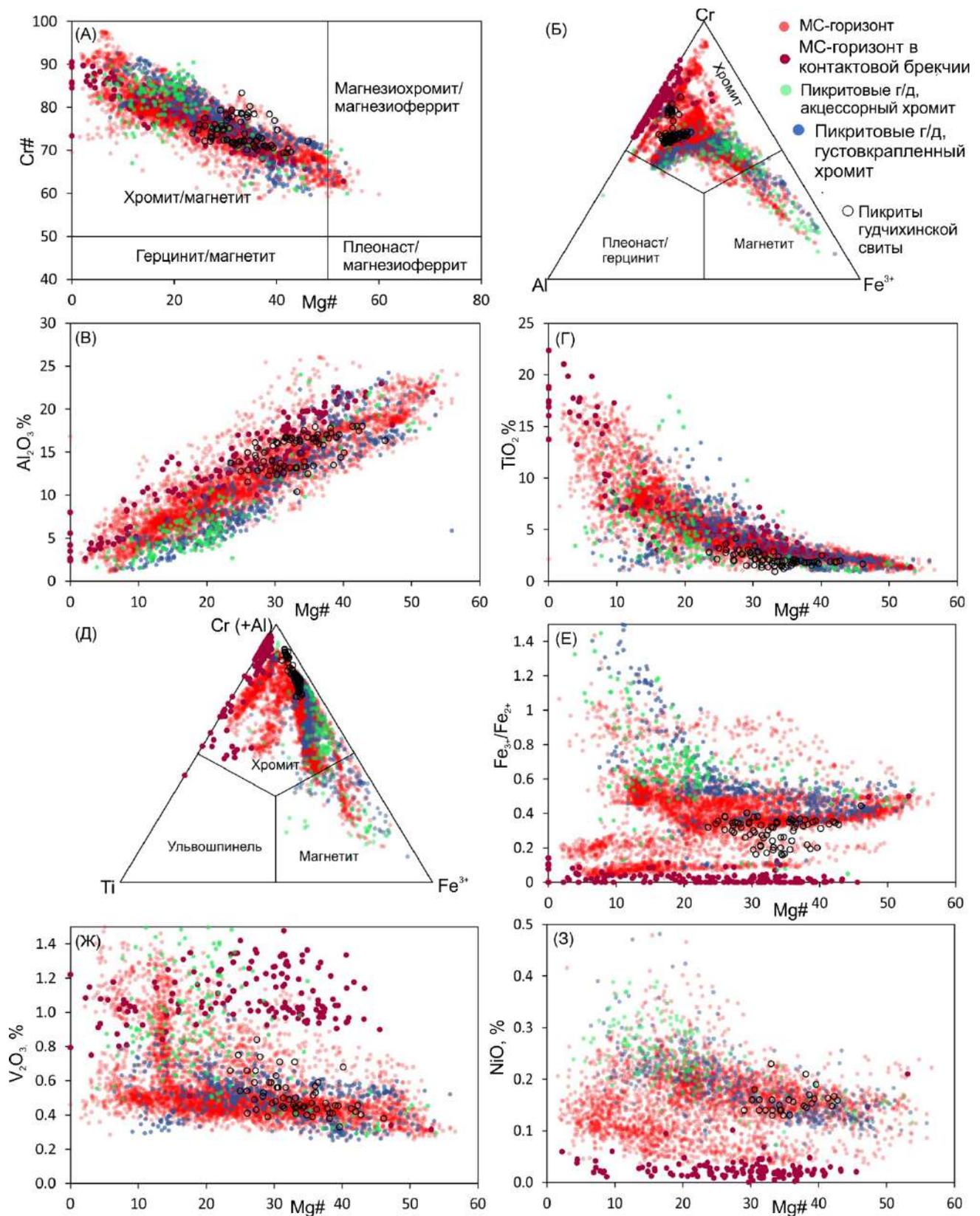


Рисунок 28. Вариационные диаграммы составов хромшпинелидов изученных пород. Все нанесенные составы – данные автора и Л.М. Житовой [Chayka et al., 2020a, b; Чайка и др., 2022], часть составов хромита из пикритов гудчихинской свиты – Krivolutskaaya (2016).

Также существует отчетливая взаимосвязь состава, морфологии и пространственной ассоциации зерен хромшпинелидов. Округлые зерна хромита-1 имеют более высокие $Mg\#$, Al_2O_3 и, отчасти, Cr_2O_3 , чем более крупные, с прямыми очертаниями, зерна хромита-2. Последние характеризуются сравнительно низкой $Mg\#$, высоким суммарным Fe и высоким содержанием TiO_2 . Эта взаимосвязь отчетливо иллюстрируется окрашенными EDS снимками тех участков хромитовой минерализации, в которых наблюдается переход от хромита-1 к хромиту-2 (Рис. 26Г, Д). Говоря о пространственных закономерностях распределения хромита различного состава, следует отметить, что широкие вариации состава хромита обнаруживаются даже на субмиллиметровом уровне и в пределах одного срастания зерен хромита (Рис. 26Г, Д). Искусственное окрашивание зерен хромита на BSE-снимках препаратов изученных пород выявляет сильную «пятнистую» неоднородность состава хромита и показывает, что состав хромита зависит от типа вмещающего минерала (Рис. 30).

Эта зависимость подтверждается непосредственно микроанализом зерен хромита с привязкой к вмещающему зерно минералу. Для хромита в неизмененных силикатах характерна выраженная зависимость от силиката-хозяина: хромиты в плагиоклазе характеризуются наивысшей магнезиальностью (основная мода $Mg\#$ на уровне 45-50 мол. %), $Mg\#$ хромита в неизмененном клинопироксене варьирует в основном от 20 до 40 мол. %, редкие зерна хромита, вмещаемые неизмененным оливином, имеют магнезиальность, как правило, не превышающую 20 мол. % (Рис. 31А-В). Напротив, $Mg\#$ хромита, вмещаемого сильно измененными или полностью замещенными породообразующими силикатами, имеет главную моду около 15 мол. % и гораздо слабее зависит от типа исходного силиката (Рис. 31Г-Е). Поведение трехвалентных катионов в хромшпинели не так сильно зависит от вмещающего силиката, как распределение $Mg-Fe^{2+}$. Как плагиоклаз, так и клинопироксен включают хромиты, характеризующиеся большим разбросом Fe^{3+} -трендов. Однако, в целом, хромиты, более богатые Fe^{3+} и TiO_2 , вмещаются сильно измененными или полностью

замещенными породообразующими силикатами, тогда как более богатые Al_2O_3 и бедные TiO_2 – свежими силикатами, главным образом, плагиоклазом (Рис. 32).

Наконец, говоря об ассоциации «хромит – платиновые минералы», следует отметить, что с МПГ чаще всего соседствуют низкомагнезиальные хромиты, характерные для ассоциаций с вторичными силикатами (Рис. 33А). Тем не менее, по распределению трехвалентных катионов и Ti^{4+} хромиты в ассоциации с МПГ покрывают большую часть диапазонов состава хромита в МС-горизонте в целом и не демонстрируют выраженных особенностей по сравнению с хромитами, не ассоциирующими с МПГ (Рис. 33Б-Г).

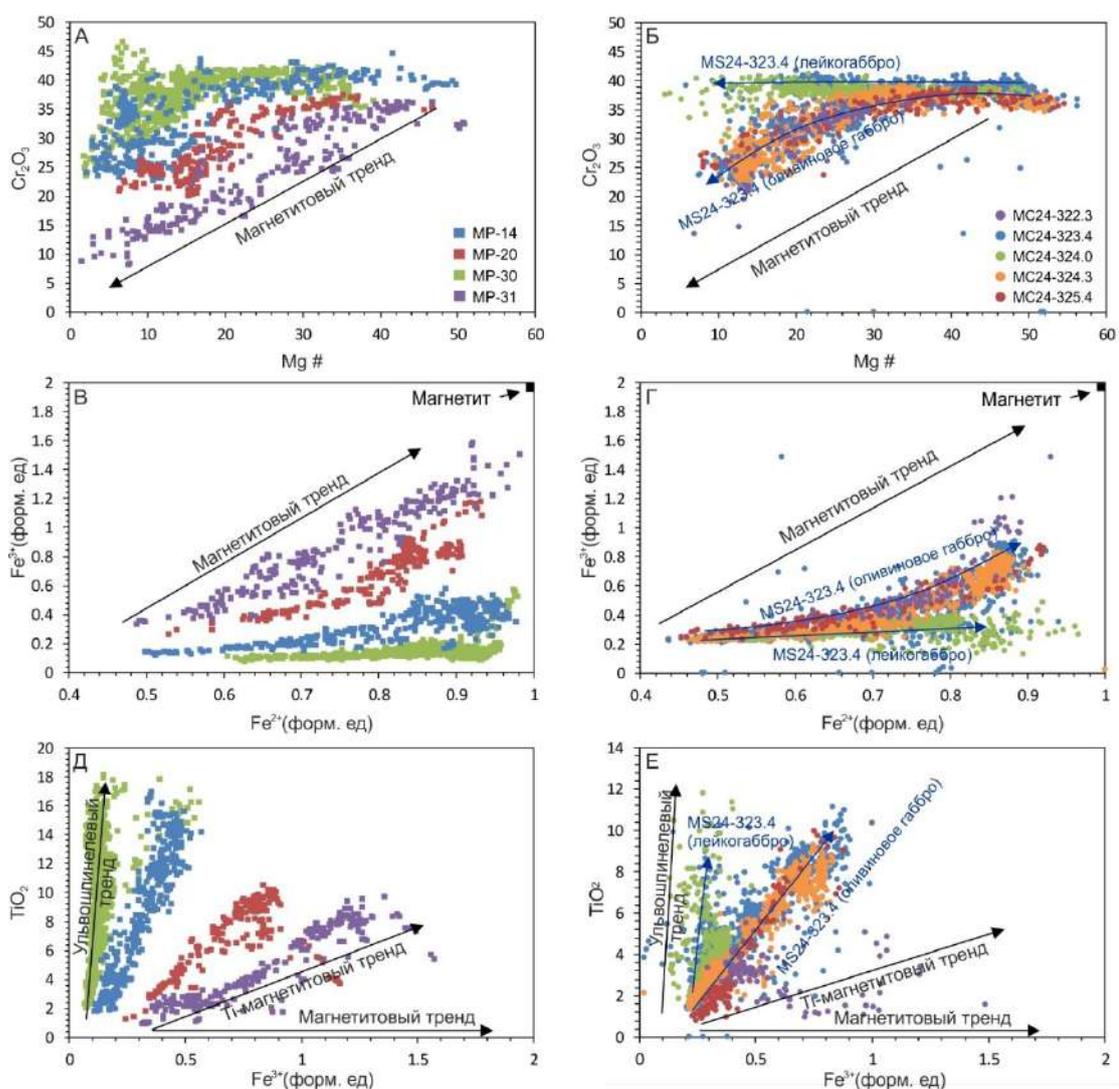


Рисунок 29. Различные химические тренды для хромшпинелидов из изученных пород на вариационных диаграммах. Левая колонка (А, В, Д) – для образцов карьера Медвежий ручей, правая (Б, Г, Е) – для образцов из ядра скважины МС-24.

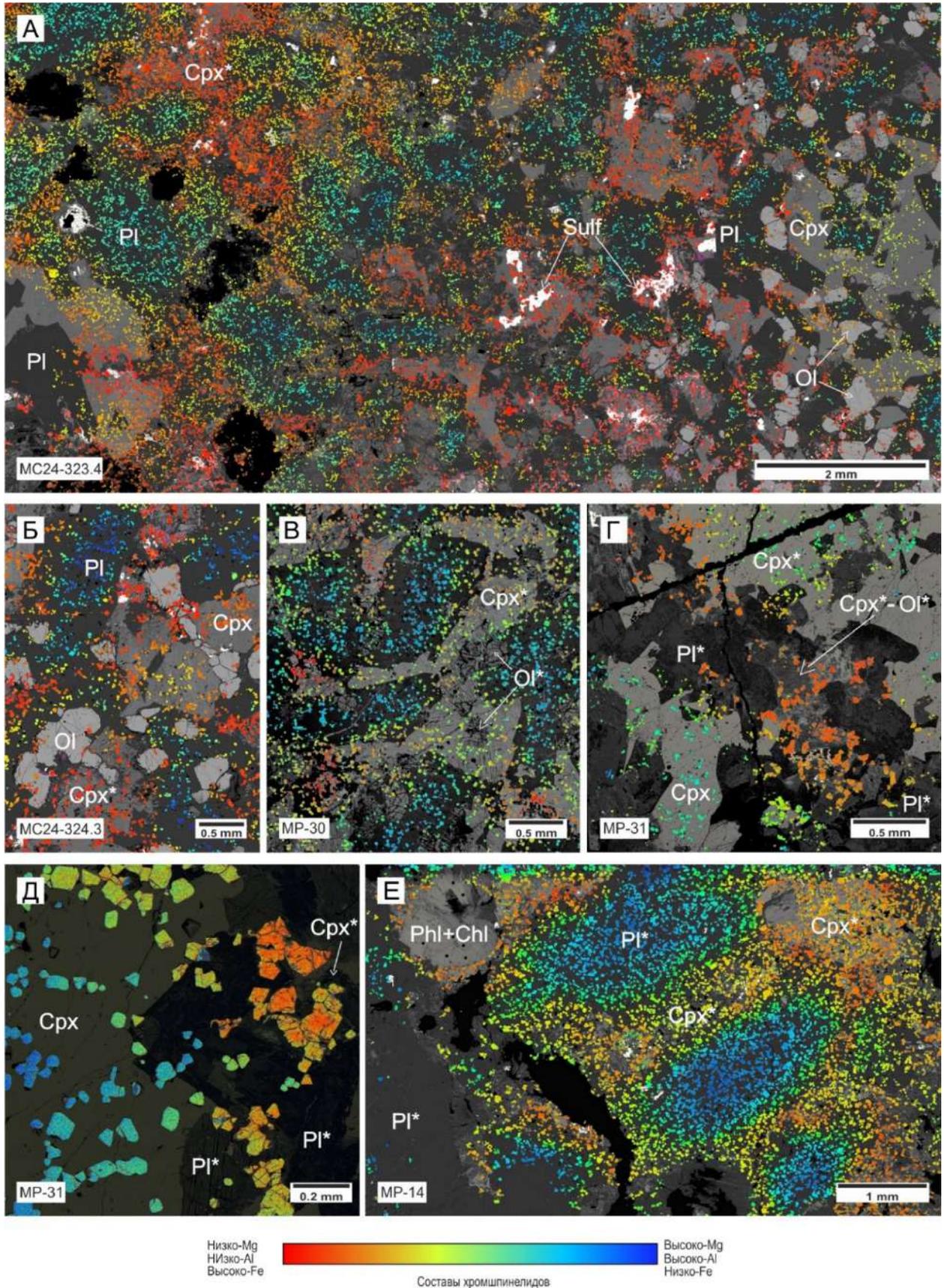


Рисунок 30. Окрашенные BSE-фото, иллюстрирующие закономерности распределения хромшпинелидов различного состава.

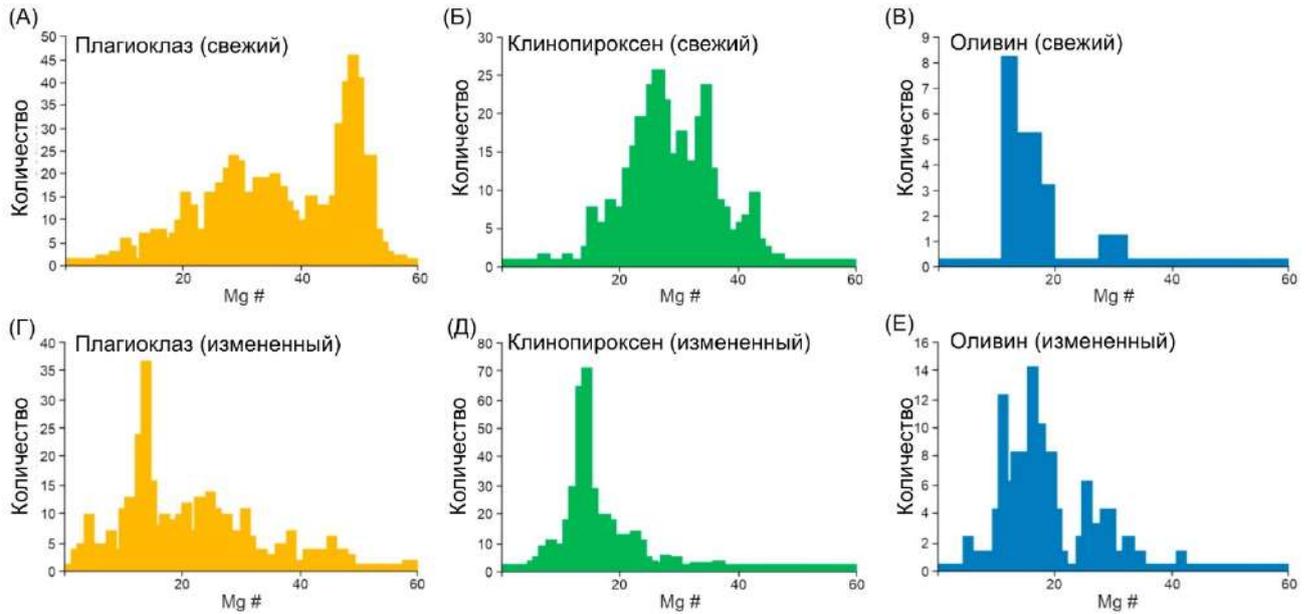


Рисунок 31. Гистограммы распределения значений Mg# в хромшпинелидах в зависимости от вмещающего силикатного минерала.

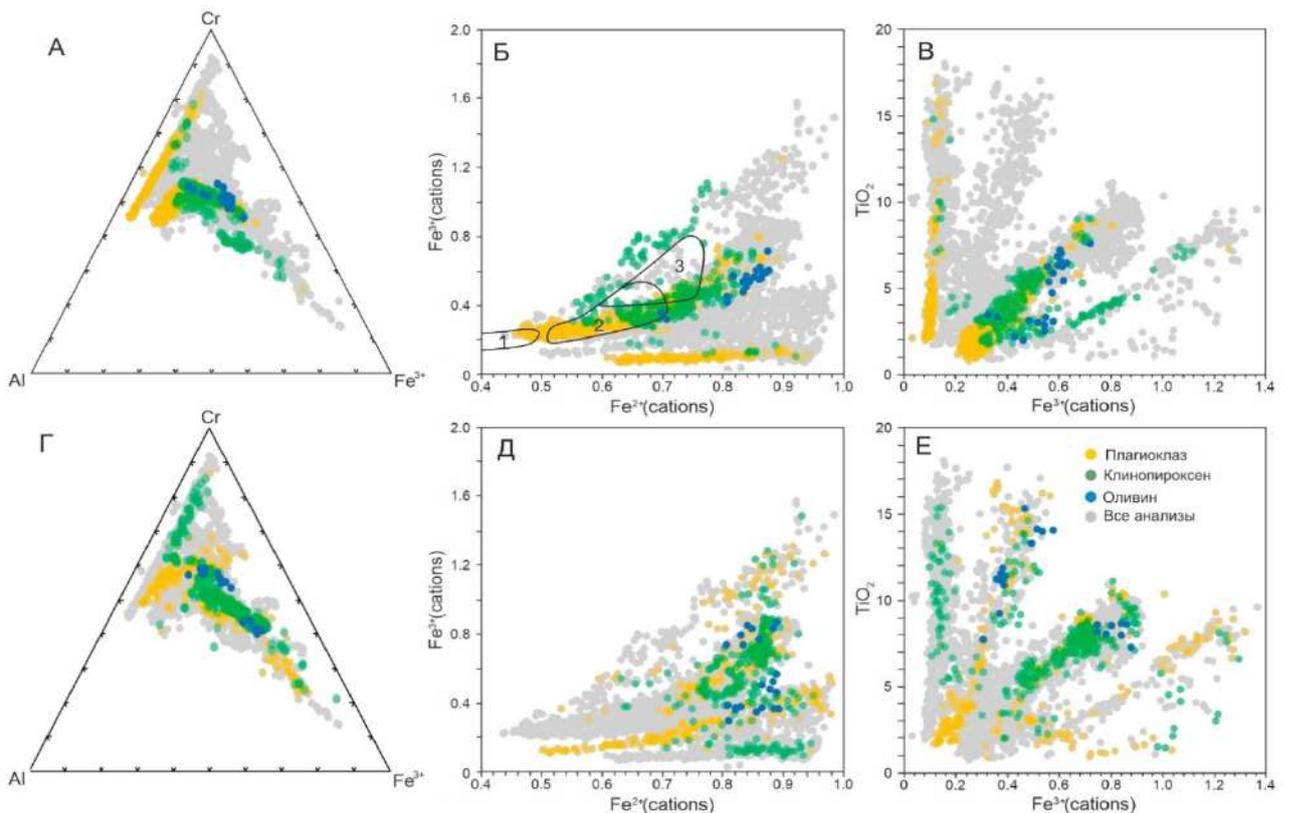


Рисунок 32. Вариации трехвалентных катионов и Ti в хромшпинелидах, вмещаемых свежими (А-В) и измененными (Г-Е) силикатами. На (В) пронумерованные поля отвечают хромитам из лавового озера Ики (Гавайи) [Scowen et al., 1991] из закалочных зон (1), в равновесии с оливином через 20 лет после излияния (2) и в контакте с основной массой через 20 лет после излияния (3).

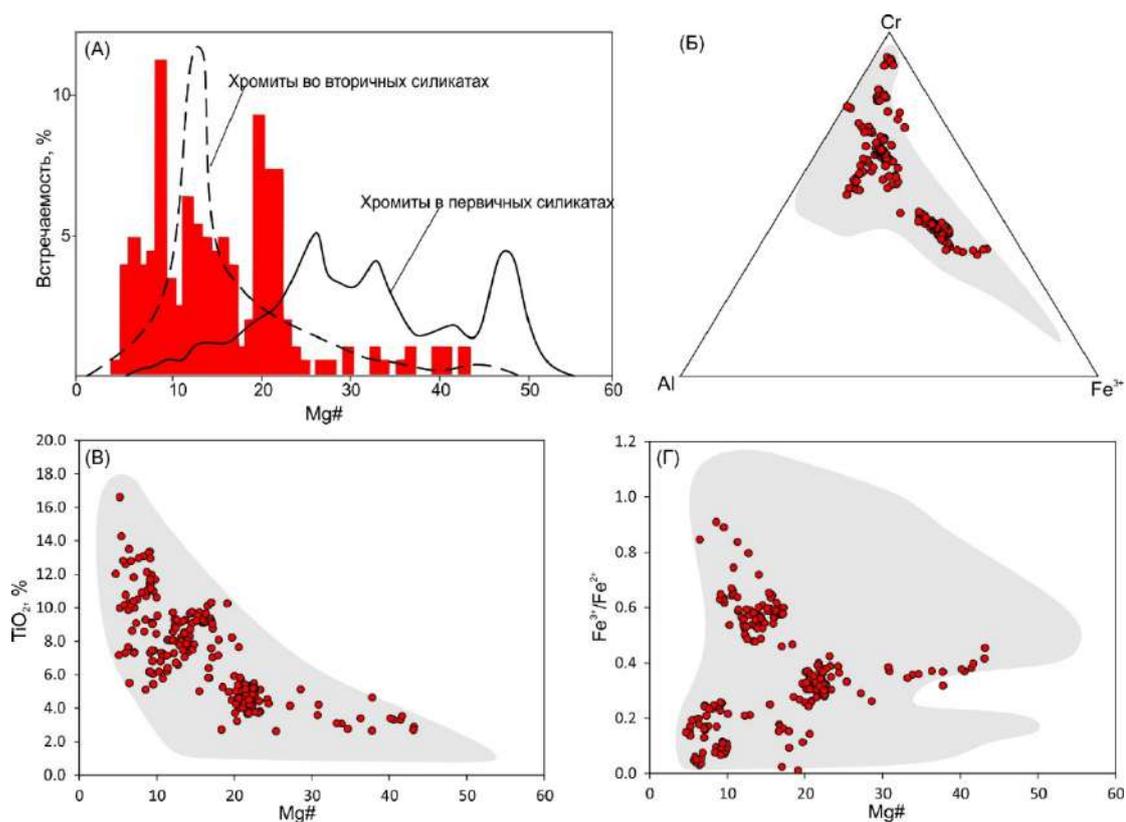


Рисунок 33. Гистограмма распределения величины Mg# (А) и вариационные диаграммы (Б-Г) составов хромшпинелидов, ассоциирующих с МПГ. Серым оконтурены поля составов всех хромшпинелидов МС-горизонта.

4.5.3. Хромитовая минерализация в контактовых брекчиях

По сравнению с остальными породами МС-горизонта, несущими хромитовую минерализацию, хромиты в контактовых брекчиях имеют ряд минералогических особенностей. В целом, хромитовая минерализация в брекчиях так же, как и в других породах, представлена густой вкрапленностью мелких кристалликов хромита, часто содержащих многофазные включения (Рис. 34А). Однако, встречаются также разновидности хромита, характерные только для брекчий: (1) крупные скелетные хромшпинелиды с «кружевной» морфологией (Рис. 34Б), (2) хромшпинелиды неправильной формы, встречающиеся в трещинках в ксенолитах (Рис. 34В) (3) морфологический ряд хромшпинелидов, переходный между «кружевным» и «нормальным» типом (Рис. 34Г-Е).

Крупные (50-500 μm) скелетные хромшпинелиды с «кружевной» или «губчатой» морфологией обнаруживаются на контактах обломков углистых

аргиллитов с матрицей, и нередко «сидят» одной из сторон на поверхности ксенолита. Для ряда индивидов отмечается отчетливая зональность от более богатых Mg и Al миналов в центре до более железистых и хромистых – на периферии. Каверны заполнены серпентином или сапонитом, кварцем, сульфидами Fe, Cu и Ni и титанитом. Кроме этого, нередко сложные срастания такого хромита с ильменитом и рутилом (Рис. 34Б).

В микротрещинах углистых аргиллитов, наряду с ильменитом и рутилом, встречаются зерна хромита неправильной формы. Часто эти зерна расположены на контактах матрицы, заполняющей трещину, и ассоциации обломков (Рис. 34В).

Наконец, вблизи ксенолитов часто встречаются хромшпинелиды, переходные между «кружевными» и «нормальными» (как в большинстве образцов). Для них характерен меньший размер, чем для типично «кружевных» (см. выше), более правильная внешняя огранка, меньший объем каверн на единицу площади, которые часто «закрываются», превращаясь в тонкие прерывистые фиссуры (Рис. 34Г-Е), и образование округлых включений в центре зерна (Рис. 34Д-Е). Каверны и фиссуры в таких зернах также содержат кварц и низкотемпературные силикаты, сульфиды, рутил. Кроме этого, сам хромит содержит ламели рутила и ильменита.

По составу все хромшпинелиды из брекчий отличаются крайне низкими концентрациями Fe^{3+} , фактически не имея по этому признаку аналогов ни в интрузиях Норильского типа в целом, ни в других дифференцированных интрузиях или вулканитах мира [Barnes and Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001]. По большинству других компонентов состав вкрапленных («нормальных») хромшпинелидов попадает в области, установленные для других хромитоносных пород верхнего эндоконтакта. Однако, составы скелетных хромшпинелидов и хромита из трещин в ксенолитах имеют существенные отличия (Рис. 35). Составы скелетных хромшпинелидов отличаются от типичных хромитов МС-горизонта более высокой Mg# (до 75 мол. %), а хромита из трещин – околонулевыми значениями Mg# и высоким TiO_2 (до 23%) (Рис. 35В, Д). Вдобавок, обе

разновидности характеризуются повышенными содержаниями V_2O_5 (до 3.3%) (Рис. 35Е).

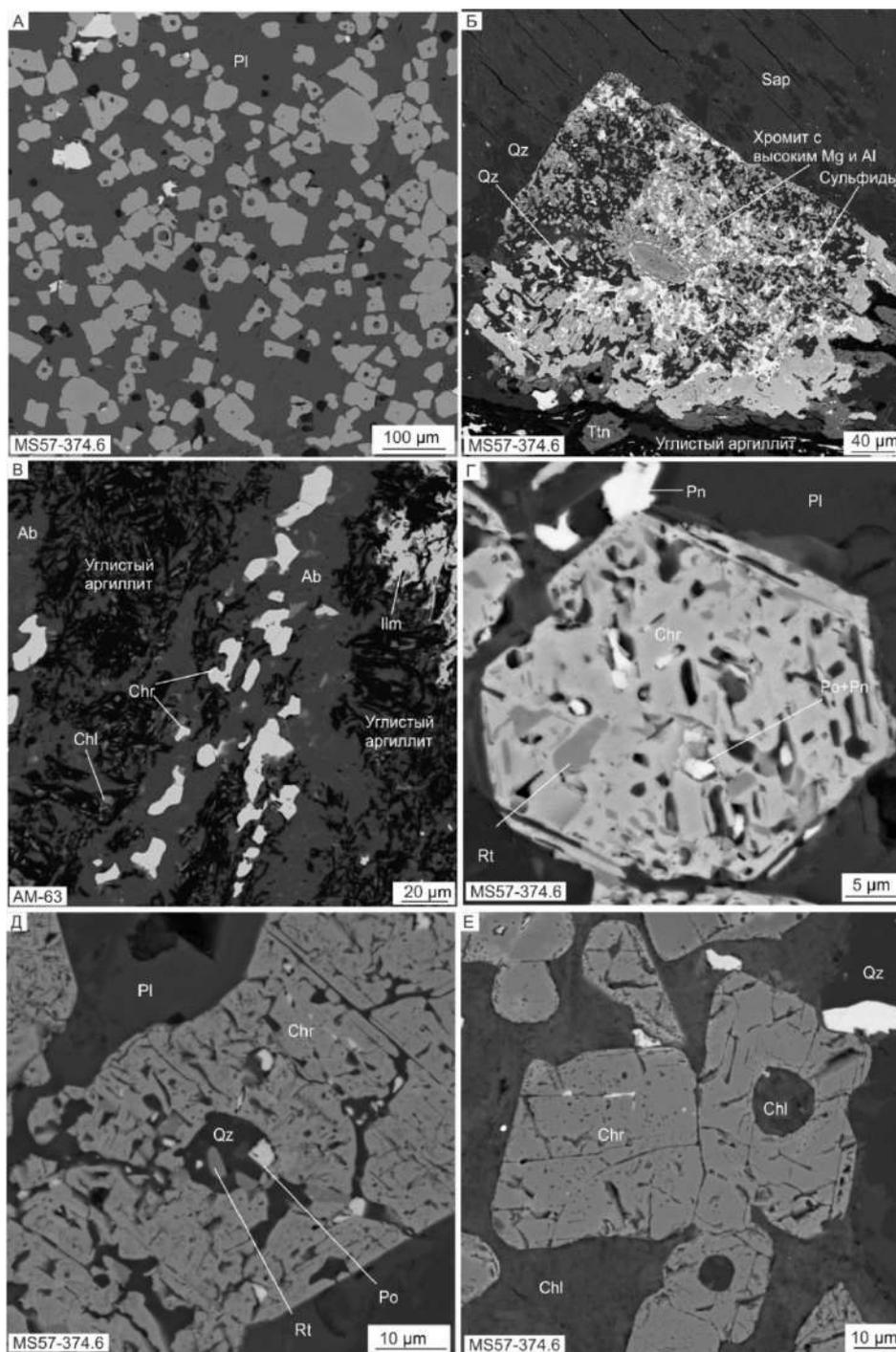


Рисунок 34. Морфологические разновидности хромшпинелидов в контактовых брекчиях с МС-минерализацией. (А) – густовкрапленный хромит в матрице брекчии; (Б) – кружевной скелетный хромит, «сидящий» на поверхности ксенолита углистого аргиллита; (В) – зерна хромита в трещинке в ксенолите углистого аргиллита, (Г-Е) – индивиды хромита «переходной» морфологии.

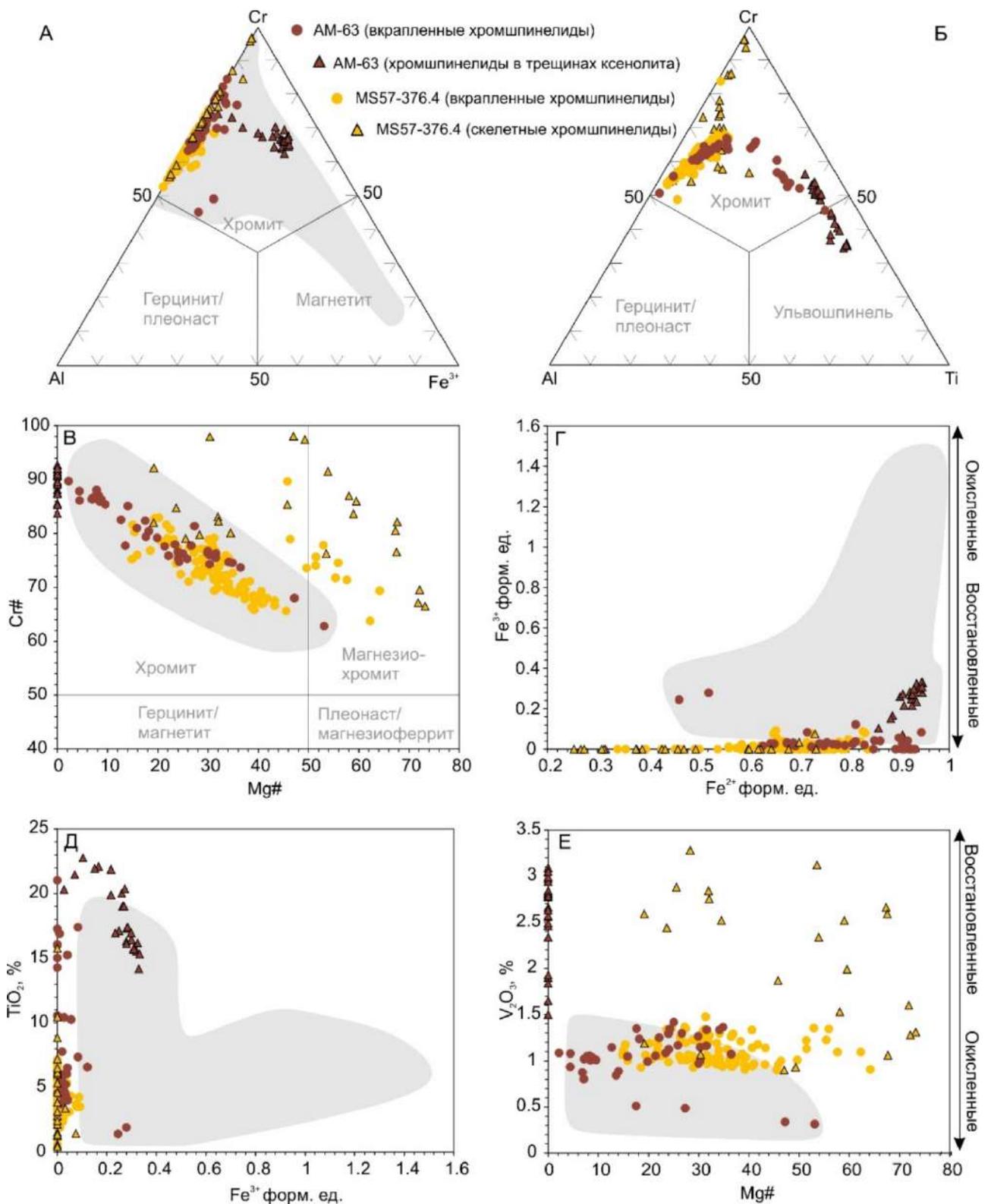


Рисунок 35. Тройные (А, Б) и бинарные (В-Е) Вариационные диаграммы для хромшпинелидов из контактовых брекчий с МС-оруденением.

Подводя итог описанию хромитовой минерализации, обозначим главные аспекты, которые будут широко использованы в обсуждении и формулировке защищаемых положений.

1. Хромитовая минерализация образована тонковкрапленным хромитом, реже – магнезиохромитом и хроммагнетитом. Кристаллики хромита распределены в виде густой «сыпи», вмещающей плагиоклазом, клинопироксеном и вторичными минералами, реже – оливином. Хромит отсутствует в миндалинах, но окаймляет их. Кроме этого, зерна хромита образуют кольцевые текстуры и в отсутствие явных миндалин.
2. Состав хромита охватывает крайне широкий диапазон. Магнезиальность $Mg\#$ варьирует от 2 до 60 мол. %, содержания TiO_2 – от 0.5 до ~20%. Кроме этого, хромит характеризуется широким диапазоном Fe^{3+}/Fe^{2+} , которое в некоторых образцах такситовых габбродолеритов и в контактовых брекчиях с углистыми обломками падает до околонулевых значений. Содержание TiO_2 зависит от Fe^{3+}/Fe^{2+} и, в целом, выше в хромитах с низким Fe^{3+}/Fe^{2+} .
3. Состав, в первую очередь, магнезиальность, хромита зависят от вмещающей силикатной фазы. Наивысшая $Mg\#$ (30-50) характерна для хромита в неизмененном плагиоклазе, хромит с $Mg\#$ 20-40 вмещается неизмененным клинопироксеном. Более низкая $Mg\#$ (10-20) характерная для хромита, вмещаемого сильно измененными или полностью замещенными вторичными силикатами клинопироксена и плагиоклаза.
4. Хромитовая минерализация в брекчиях, помимо тонковкрапленного хромита, типичного для МС-горизонта, представлена скелетными кружевными кристаллами, приуроченными к границам обломков, а также мелкими кристалликами неправильной формы в трещинах обломков. Между кружевными скелетными кристаллами и «обычными» зернами хромита существует непрерывный морфологический ряд.

4.6. Рудная минерализация МС-горизонта

4.6.1. Сульфиды

Сульфиды в рудоносных породах МС-горизонта в целом представлены шлирами (размер по длинному измерению до 2 см) и вкрапленными каплевидными обособлениями (до 8 мм) пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации, нередко с пиритом. Поскольку в данной работе мы выделяем хромитовый (и его подтип в контактовых брекчиях) и бесхромитовый тип МС-минерализации, рассмотрим по-отдельности сульфиды в этих типах.

В характерном для МС-горизонта хромитовом типе руд относительно крупные (>1 мм) шлиры и вкрапленники сульфидов, как правило, отчетливо дифференцированные: выделяются зоны пирротина, халькопирита и пентландита (Рис. 36А-В). Также нередко присутствует пиритовая оторочка. Пирротин содержит ламели пентландита и часто интенсивно замещается низкотемпературными силикатами: хлоритом и сапонитом так, что остаются тонкие ламели пентландита в матрице вторичных силикатов (Рис. 36Б, В). К краевым частям крупных шлиров нередко приурочены индивиды платиновых минералов (см. 4.5.2). Сульфидные сегрегации, особенно крупные, часто окружены ореолом вторичных силикатов (хлорит, сапонит, альбит) и не содержат хромитовой вкрапленности (Рис. 36В, Г). Тем не менее, нередко шлиры сульфидов приобретают интерстициальную структуру и заполняют пространство между зернами породообразующих силикатов и хромита (Рис. 36Д). Более мелкие агрегаты сульфидов тесно срастаются с хромитом, при этом последний может быть как идиоморфным, так и ксеноморфным по отношению к сульфиду (Рис. 36Е).

Ассоциация пирротин + халькопирит + пентландит – весьма устойчива для сульфидной минерализации хромитовых МС-руд и, чаще всего, не содержит каких-либо других минералов. Тем не менее, в ассоциации с сульфидами были найдены микроскопические зерна аварюита (Ni_3Fe), в самих сульфидных сегрегациях обнаруживаются пластинчатые индивиды магнетита, а также был

обнаружен высоко-Pd (до 1% Pd) пентландит (Рис. 36Ж). Из нерудных минералов, с сульфидами устойчиво ассоциируют водосодержащие силикаты, хромит-2 (см. 4.2.1), высоко-Cl апатит, титанит и бадделеит (Рис. 36З, И). Причем, во многих образцах эти ассоциации (сульфиды + водосодержащие силикаты) не изолированы, а образуют «сеть» в матрице, сложенной породообразующими силикатами и хромитом. Эта особенность хорошо подчеркивается элементными ЭДС-картами, где в качестве водосодержащего силиката выбран флогопит, отчетливо выделяющийся среди породообразующих силикатов (плагиоклаза, клинопироксенов, оливина и вторичных минералов по ним) высоким содержанием K_2O (Рис. 37).

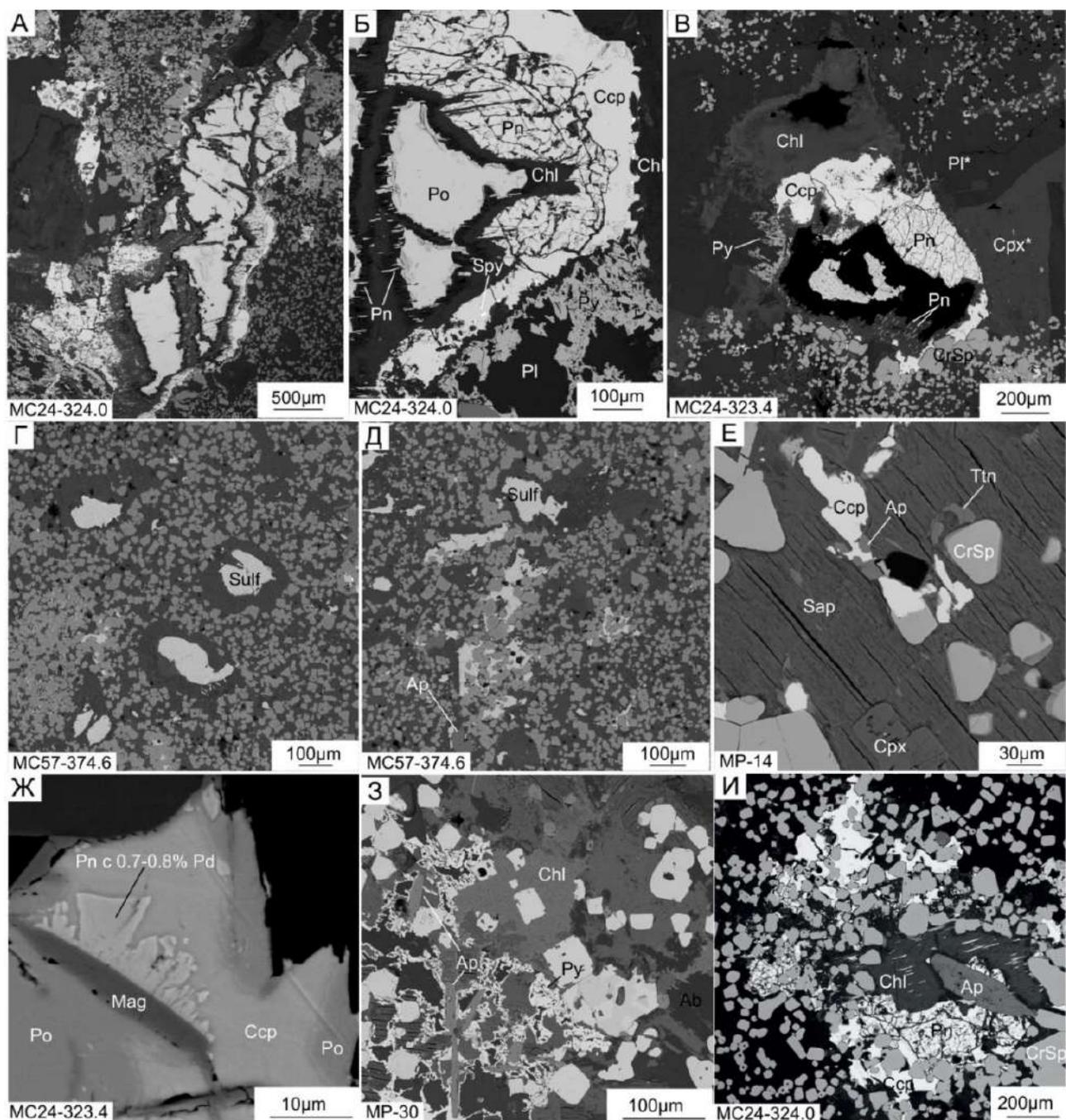


Рисунок 36. Сульфидная минерализация в хромитовом типе МС-руд. (А) – шпир сульфидов, общий вид; (Б) – зонально-дифференцированное строение шпир сульфида; (В) – каплевидное дифференцированное сульфидное обособление; (Г) – каплевидные обособления сульфидов, окруженные «бесхромитовыми» ореолами; (Д) – шпир сульфидов, образующий интерстициальную структуру с хромитом; (Е) – срастание халькопирита с апатитом и хромитом в сапоните; (Ж) – пластинка магнетита и высоко-Pd пентландит; (З, И) – водосодержащие силикаты и апатит в ассоциации с сульфидами.

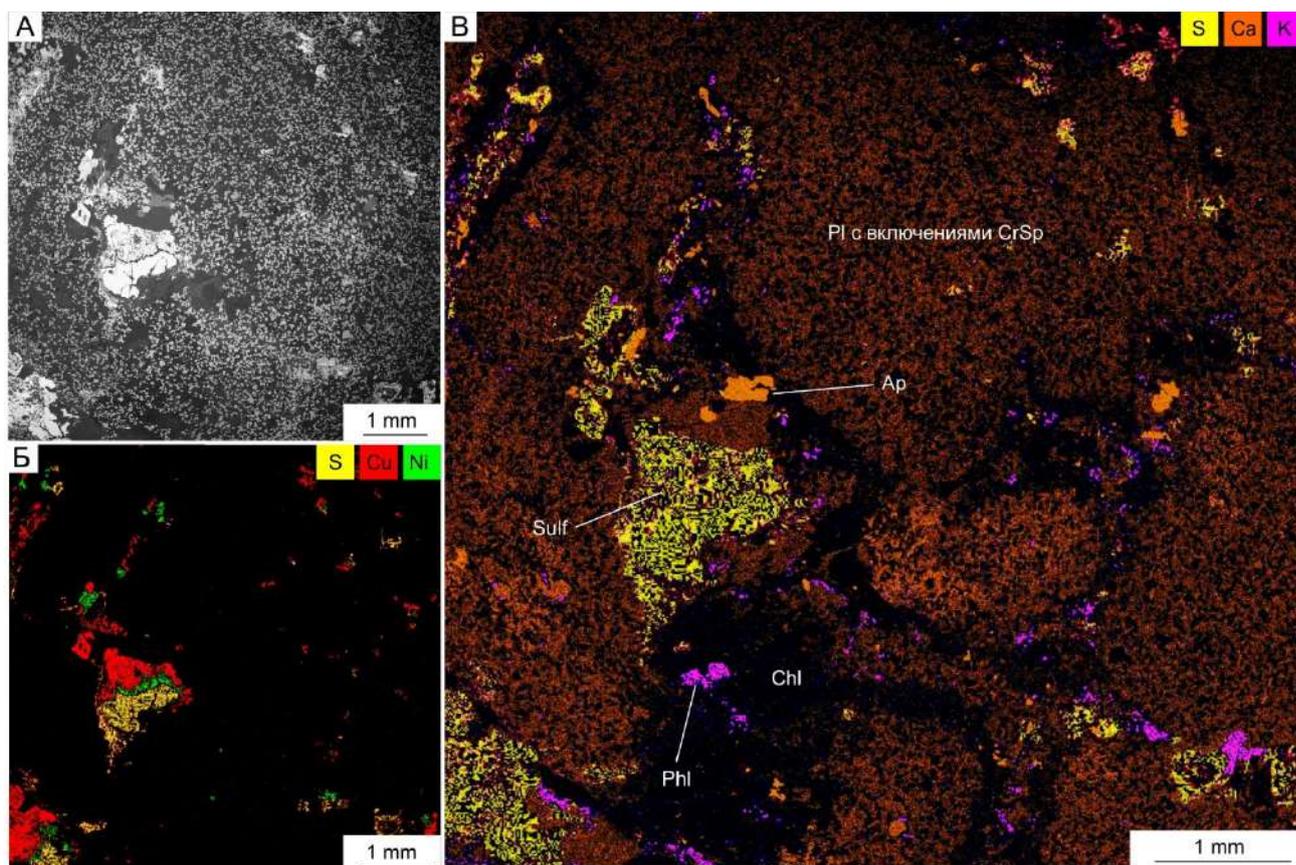


Рисунок 37. BSE-фото (А) и EDS элементные карты (Б, В) фрагмента полированного шлифа обр. MC24-324.0 (хромитоносное лейкократовое габбро). На (Б) видно распределение Cu, Ni и Fe сульфидов, на (В) – сульфидов в целом, ассоциирующего флогопита (сигнал от K), плагиоклаза и клинопироксена (сигнал от Ca)

Бесхромитовый тип MC-руд также характеризуется преобладанием пентландит-халькопирит-пирротиновой минерализации, образующей дифференцированные каплевидные вкрапления (Рис. 38А. Б) либо интерстициальные агрегаты, форма которых определяется идиморфными по отношению к сульфидам плагиоклазом, клинопироксеном и оливином (Рис. 38В). Тем не менее, отличительными особенностями сульфидной минерализации в бесхромитовых MC-рудах являются (1) менее интенсивное развитие низко-Т водосодержащих силикатов в ассоциации с сульфидами и (2) наличие таких минералов как кубанит и талнахит в некоторых образцах (Рис. 38Г).

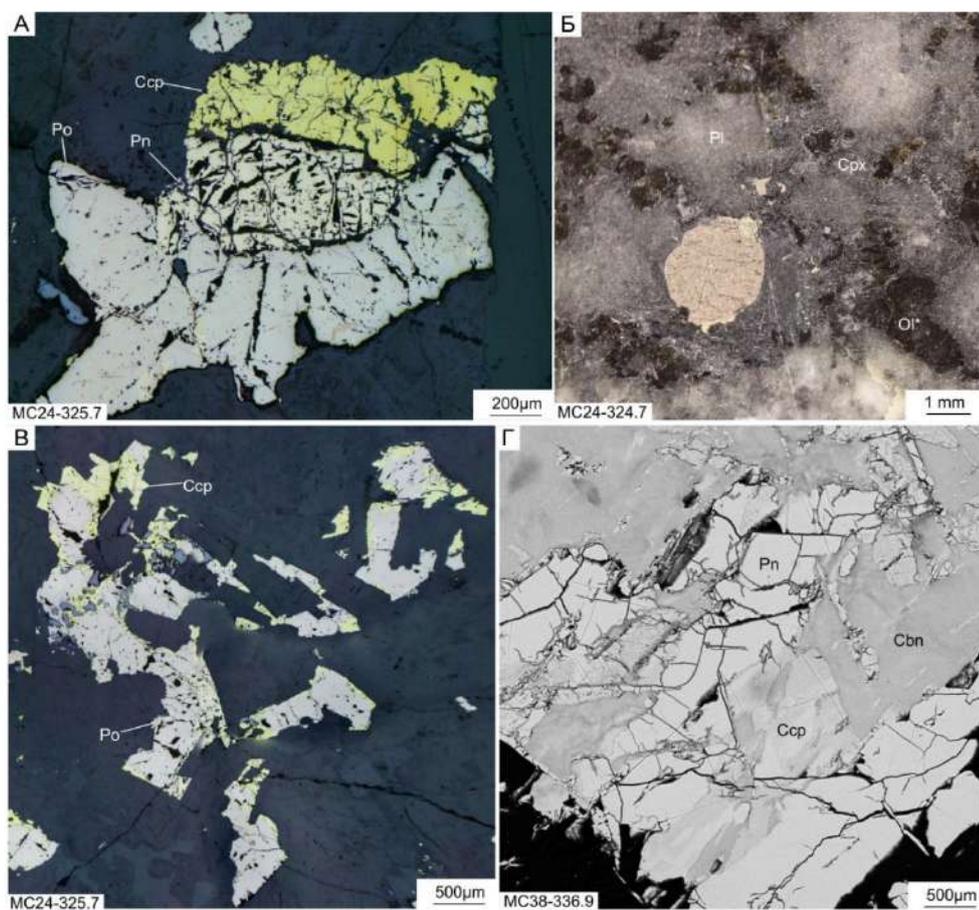


Рисунок 37. Сульфидная минерализация в «бесхромитовом» типе МС-руд. (А) – дифференцированный крапленник сульфидов, отраженный свет; (Б) – каплевидное обособление, оптическое фото; (В) – сульфидное обособление интерстициальной структуры; (Г) – кубанитоподобная фаза (Сbn) и халькопирит с пентландитом, BSE-фото

В безрудных породах ВЭЗ сульфиды представлены либо (1) бедной пентландит-халькопирит-пирротиновой минерализацией с преобладанием пирротина и низкими количествами халькопирита и, особенно, пентландита, либо (2) интенсивной пиритовой или пирротин-пиритовой минерализацией практически без сульфидов Cu и Ni (Рис. 9-11). При этом первый тип минерализации характерен для пород, подстилающих МС-горизонт (чаще всего – такситовидных габбродолеритов) и, реже, габбродолеритов, следующих сразу выше МС-горизонта. Второй (богатый пиритовый) тип всегда расположен выше МС-горизонта и типичен для непосредственно контактовых зон (гибридные габбродолериты), metabasalts of contact and contact breccias (Рис. 9-11).

Для сульфидной минерализации хромитоносных пикритовых габбродолеритов ГЗ не проводилось такого детального минералогического и

структурно-текстурного исследования как для пород ВЭЗ, однако по данным общего минераграфического изучения, сульфидная минерализация в этих породах в целом аналогична таковой в хромитовых МС-рудах верхнего эндоконтакта.

Пирротин по химическому составу отвечает высоко-S разновидности (моноклинный пирротин) с мольным отношением Fe/S от 0.79 до 0.85 и примесью Ni до 1.5%, особенно характерной для МС-оруденения в контактовых брекчиях (Таблица 11, Рис. 39А, Б). Халькопирит по стехиометрии также является высокосернистым (суммарное мольное содержание Cu и Fe, как правило, меньше 2 на 2 моль S), содержит незначительные примеси Co (менее 0.05%) и Ni (главным образом менее 0.1%) (Таблица 12). В одном из образцов бесхромитовых МС-руд обнаружена Cu-Ni-Fe фаза со стехиометрией $Cu_{0.5}Fe_{0.9}S_2$, в строгом смысле не отвечающей кубаниту ($CuFe_2S_3$), однако близкая к микрондвовому анализу «кубанита» из пикритовых габбродолеритов главной зоны интрузии Норильск-1, опубликованному в [Tolstykh et al., 2020]. Пентландит варьирует по составу с наибольшим диапазоном Ni и Fe установленным в пентландите из рудовмещающей контактовой брекчии: (29-42 и 22-34 мас. % соответственно) (Таблица 13, Рис. 38В). Кроме этого, в пентландите более чем в половине анализов отмечается существенная примесь Pd (до 0.4%) и Co (до 3.5%) (Таблица 10). Следует отметить, что составы сульфидов в рудоносных и безрудных породах не проявляют отчетливых различий. Кроме этого, за исключением в целом более низкого содержания Ni в пирротине хромитовых такситовых габбродолеритов из нижней части интрузии, сульфидная минерализация в этих породах практически идентична МС-рудам. Наконец, все изученные разновидности сульфидной минерализации можно отнести к высокосернистой ассоциации и отметить, что по своим характеристикам они близки вкрапленным рудам такситовых габбродолеритов нижней эндоконтактной зоны и отличаются от вкрапленных руд пикритовых габбродолеритов главной дифференцированной зоны (Рис. 39).

Таблица 11. Представительные микрозондовые анализы пирротина из изученных пород, мас.%

	Обр.	Тип	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Сум.	Fe(ат.)/S(ат.)
1	MS24-323.4	МСХ	57.27	0.62	0.01	0.02	39.82	<0.01	96.17	0.82
2	MS24-325.4	МСХ	57.64	0.21	0.14	<0.01	39.63	<0.01	95.77	0.83
3	MS24-325.4	МСХ	57.34	0.34	<0.01	0.01	39.84	0.02	95.60	0.83
4	MS57-374.6	МСБр	57.24	1.09	0.01	0.05	40.43	<0.01	95.76	0.81
5	MS57-374.6	МСБр	56.03	1.52	0.03	0.09	39.96	0.02	95.20	0.80
6	MS57-374.6	МСБр	56.57	0.91	0.03	0.05	39.88	0.01	94.77	0.81
7	МС24-324.7	МС6Х	56.85	1.17	0.07	0.04	41.12	<0.01	99.25	0.79
8	МС24-324.7	МС6Х	56.97	1.21	0.02	0.04	41.11	0.02	99.37	0.79
9	МС24-322.6	ВЭЗ-нер.	58.14	0.20	0.02	0.11	41.57	0.03	100.07	0.80
10	МС24-322.6	ВЭЗ-нер.	58.01	0.32	0.01	0.16	41.79	0.04	100.33	0.80
11	МН44-514.7	ПикХР	57.43	0.11	0.03	<0.01	40.59	<0.01	98.17	0.81
12	МН44-515.5	ПикХР	56.96	0.75	0.01	0.02	38.52	0.01	95.65	0.85

Таблица 12. Представительные микрозондовые анализы халькопирита из изученных пород мас.%

	Обр.	Тип	Fe	Cu	Co	Ni	S	Сум.	Cu (ф.е. на 2S)	Fe (ф.е. на 2S)
1	МН44-504.5	МСХ	29.26	34.05	0.02	0.02	36.57	99.98	0.93	0.92
3	МС24-324.0	МСХ	29.29	33.90	0.01	0.04	35.71	98.97	0.95	0.94
5	МС24-323.4	МСХ	30.04	33.58	0.01	<0.01	34.60	95.87	0.97	1.00
6	МС57-374.6	МСБр	30.21	34.31	0.01	<0.01	34.90	95.50	0.98	0.99
8	АМ-63	МСБр	29.75	34.60	0.01	<0.01	36.13	100.49	0.96	0.94
9	МН44-514.7	ПикХР	29.80	33.60	0.01	0.09	35.92	99.42	0.94	0.95
10	МН44-515.5	ПикХР	29.41	33.22	<0.01	<0.01	33.37	95.13	1.00	1.01
11	MS24-324.7	МС6Х	29.65	34.11	0.01	0.01	36.09	99.93	0.95	0.94
13	MS38-337.9	МС6Х	29.66	34.26	0.02	<0.01	36.86	100.83	0.93	0.92
14	MS38-337.9	МС6Х	34.84	22.17	0.53	0.22	44.32	102.13	0.75	1.35
15	МС24-322.6	ВЭЗ-нер.	29.43	34.54	0.00	0.02	35.79	99.78	0.96	0.94

Таблица 13. Представительные микрозондовые анализы пентландита из изученных пород мас.% и рассчитанные формулы (на 8 атомов S)

	Обр.	Тип	Fe	Ni	Co	Pd	S	Сум.	Формула
1	МС24-324.0	МСХ	25.18	40.87	0.82	0.152	32.31	96.78	(Ni _{5.52} Fe _{3.58} Co _{0.11}) _{Σ=9.2} S ₈
2	МС24-324.0	МСХ	25.19	39.36	0.71	0.006	33.80	99.07	(Ni _{5.08} Fe _{3.42} Co _{0.09}) _{Σ=8.59} S ₈
3	МС24-323.4	МСХ	28.69	35.00	3.51	0.092	32.92	97.23	(Ni _{4.64} Fe _{4.00} Co _{0.46}) _{Σ=9.10} S ₈
4	МС24-323.4	МСХ	29.25	37.04	1.65	0.113	32.88	96.59	(Ni _{4.91} Fe _{4.08} Co _{0.22}) _{Σ=9.21} S ₈
5	МС57-374.6	МСБр	29.97	33.86	2.78	<0.005	33.04	95.45	(Ni _{4.47} Fe _{4.16} Co _{0.37}) _{Σ=9.00} S ₈
6	МС57-374.6	МСБр	33.40	29.85	1.10	0.013	34.48	94.97	(Ni _{3.77} Fe _{4.44} Co _{0.14}) _{Σ=8.36} S ₈
7	АМ-63	МСБр	23.88	39.70	1.42	<0.005	31.30	96.00	(Ni _{5.53} Fe _{3.50} Co _{0.20}) _{Σ=9.23} S ₈
8	АМ-63	МСБр	22.48	41.66	1.51	<0.005	34.59	100.27	(Ni _{5.25} Fe _{2.98} Co _{0.19}) _{Σ=8.42} S ₈
9	МС38-337.9	МС6Х	28.60	36.38	0.83	0.405	34.75	100.97	(Ni _{4.57} Fe _{3.78} Co _{0.10}) _{Σ=8.44} S ₈
10	МС38-337.9	МС6Х	28.62	36.91	0.82	0.216	34.70	101.26	(Ni _{4.64} Fe _{3.78} Co _{0.10}) _{Σ=8.53} S ₈
12	MS24-322.6	ВЭЗ-нер.	28.27	36.13	1.80	<0.005	34.47	100.70	(Ni _{4.57} Fe _{3.76} Co _{0.23}) _{Σ=8.56} S ₈

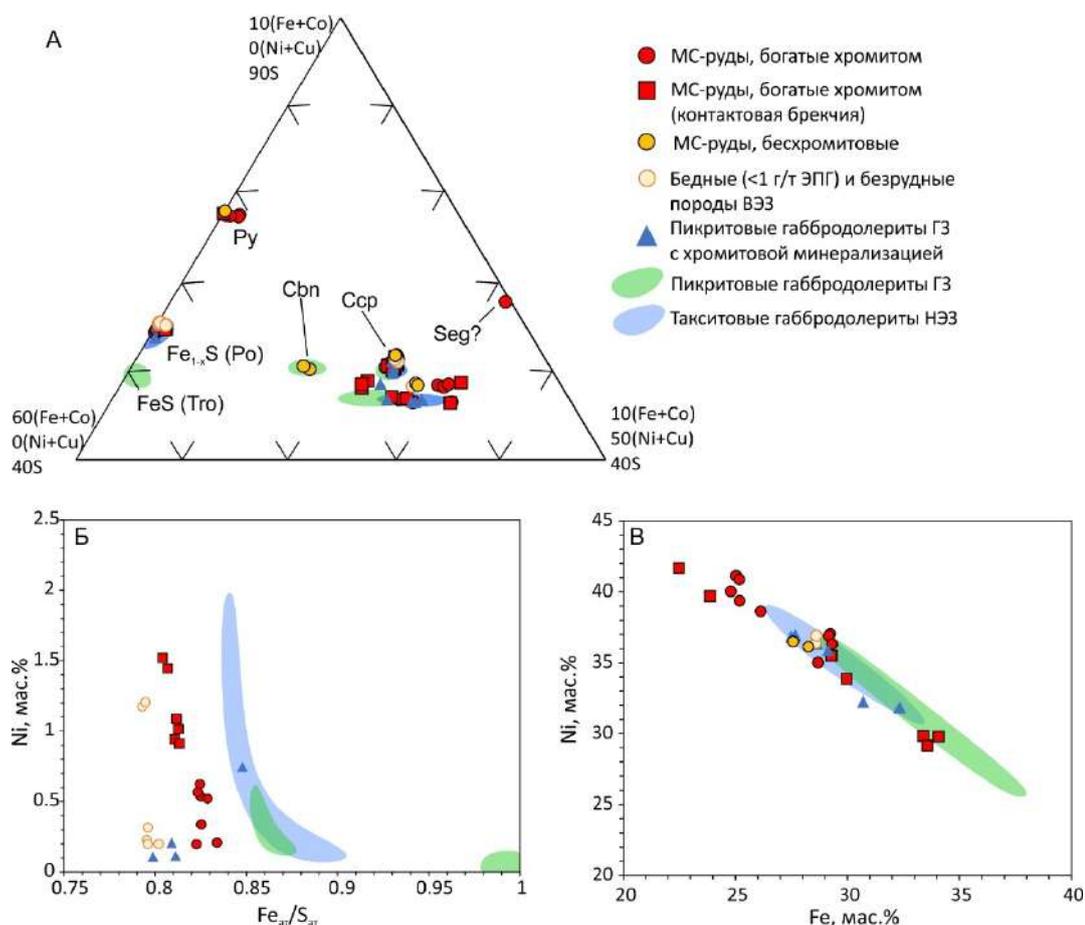


Рисунок 39. Тройная (А) и бинарные (Б, В) вариационные диаграммы с нанесенными составами всех сульфидов (А), пирротина (Б) и пентландита (В). Поля для пикритовых и такситовых габбродолеритов НЭЗ – по данным [Tolstykh et al., 2020].

4.6.2. Платинометалльная минерализация

Платинометалльная минерализация в малосульфидных рудах интрузий Норильского – весьма разнообразна и по последним данным [Sluzhenikin et al., 2020; Tolstykh et al., 2019; Gritsenko et al., 2022] насчитывает более 40 минеральных видов включая 5-10 пока не зарегистрированных в качестве минералов. Разнообразие минералов платиновой группы (МПГ) и их химического состава подробно описано и обсуждается в [Дистлер и др., 1994; Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000; Tolstykh et al., 2019; Sluzhenikin et al., 2020; Gritsenko et al., 2022], и в данной работе мы не фокусируемся на детальном описании платиновой минерализации. Тем не менее, для обсуждения некоторых петрологических и генетических аспектов МС-оруденения интрузии Норильск-1,

мы провели дополнительное исследование МПГ-минерализации *in situ* с целью установить истинные пропорции различных МПГ в МС-рудах и их взаимоотношения с другими минералами МС-горизонта.

Для хромитовой разновидности МС-руд был набран достаточно большой (более 300 индивидов МПГ) объем данных, позволивший провести площадной анализ распространенности МПГ в этом типе руд (Рис. 40). Общая площадь МПГ, изученных в плоских срезах, составила $5800 \mu\text{m}^2$. Резко преобладающим МПГ (около 60%) является сперрилит PtAs_2 (здесь и далее в тексте даются идеализированные формулы, представительные анализы с рассчитанными формулами приведены в Таблице. 14). Вместе с изоферроплатиной Pt_3Fe они являются практически единственными концентраторами Pt. Палладиевая минерализация более богата и представлена, в основном, арсенидами и станноарсенидами Pd: палладоарсенидом Pd_2As (6.5% общей площади МПГ) и паларстанидом $\text{Pd}_5(\text{Sn},\text{As})_2$ (5%). К менее распространенным (<5%) относятся котульскит, минералы ряда торнроозит-изомертеит, винсентит, атокит, мертеит-II и другие. Родий в виде собственной минеральной фазы образует холлингвортит $(\text{Rh},\text{Pt})\text{AsS}$, обнаружены единичные индивиды родарсенида $(\text{Rh},\text{Pd})_2\text{As}$. Наконец, около 2.5% площади приходится на самородное золото, в котором постоянно присутствуют Ag и примесь Pd. Иридий и рутений собственных минералов не образуют, однако образуют примесь в холлингвортите, причем Ir постоянно отмечается в тонких каймах холлингвортита, встречающихся на контакте последнего и других МПГ. В отдельных случаях содержание Ir в этих каймах достигает высоких значений и такие находки классифицировались как ирарсит $(\text{Ir},\text{Ru},\text{Rh},\text{Pt})\text{AsS}$.

Таблица 14. Представительные ЭДС-анализы минералов платиновой группы и их рассчитанные формулы, мас.%. Суммы анализа варьируют из-за маленького размера и рельефа минеральных индивидов.

	Тип	Обр.	Мин.	Pt	Pd	Rh	Au	Ag	Fe	Ni	As	Sn	Sb	Te	Bi	S	Сумма	Формула
1	МСХ	МС24-323.4	Spy	54.79					1.15		42.25			2.15			100.34	(Pt _{0.97} ,Fe _{0.07}) Σ =1.14(As _{1.94} ,Te _{0.06}) Σ =2
3	МСХ	МС24-324.0	Spy	54.22					1.71	0.41	46.74						103.08	(Pt _{0.89} ,Fe _{0.10}) Σ =0.99As ₂
4	МСХ	MP-20	Ifp	88.86					11.43								100.29	Pt _{2.22} Fe
5	МСХ	MP-20	Ifp	85.86					10.91	0.58							97.35	Pt _{2.14} (Fe _{0.95} ,Ni _{0.05})
7	МСХ	МС24-323.4	Pda-Slw		72.12		1.76		2.39		22.85						99.12	(Pd _{2.23} ,Au _{0.03} ,Fe _{0.14}) Σ =2.4As
8	МСХ	MP-14	Pls		71.72				0.88		27.28						99.88	(Pd _{1.86} ,Fe _{0.04}) Σ =1.90As
9	МСХ	MP-30	Pls		74.22					0.34	22.93	5.16					102.65	(Pd _{4.01} ,Ni _{0.03}) Σ =4.04(As _{1.75} ,Sn _{0.25}) Σ =2
10	МСХ	МС24-323.4	Trs-Ism		76.26				1.15		11.25		6.98	8.25			103.89	Pd _{9.59} (Sb _{0.77} ,Te _{0.86}) Σ =1.63As ₂
11	МСХ	МС24-324.0	Ktu		45.23				1.17					52.29	2.14		100.83	Pd _{1.02} Fe _{0.05} (Te _{0.98} ,Bi _{0.02})
12	МСХ	МС24-323.4	Vin		77.11						17.53						94.64	Pd _{3.11} As
13	МСХ	MP-30	Ato	34.9	38.55		5.04					22.56					101.05	(Pd _{1.92} ,Pt _{0.93} ,Au _{0.13}) Σ =2.98Sn
14	МСХ	MP-14	Plv	8.64	59.23				1.29			34.4					103.56	(Pd _{1.93} ,Pt _{0.15} ,Fe _{0.08}) Σ =2.16Sn
15	МСХ	MP-14	Slw		67.54		5.55		0.77		17.97	4.82					96.65	(Pd _{6.82} Au _{0.30} Fe _{0.05}) Σ =7.17(As _{2.57} Sn _{0.43}) Σ =3
16	МСХ	MP-14	Szhi		67.12				1.11		0.9	14.59	18.2				101.94	(Pd _{15.5} ,Fe _{0.49}) Σ =15.99(Sb _{3.70} ,Sn _{3.01} ,As _{0.29}) Σ =7
17	МСХ	MP-14	Rsb	46.46	29.26				1.06			20.69					97.47	(Pt _{1.37} ,Pd _{1.59} ,Fe _{0.11}) Σ =3.07Sn
18	МСХ	MP-14	Hlw	19.2		29.6			0.79		32.9					12.4	94.92	(Rh _{0.74} ,Pt _{0.25} ,Fe _{0.37}) Σ =1.36As _{1.13} S
19	МСХ	МС24-323.4	Hlw	14.24		29.2			1.89	1.34	38.32					12	96.98	(Rh _{0.76} ,Pt _{0.19} Fe _{0.09} ,Ni _{0.06}) Σ =1.10As _{1.36} S
21	МСХ	МС24-324.0	Au		2.26		87.8	9.18	0.8								100.04	(Au _{0.81} ,Ag _{0.15} ,Pd _{0.04})
22	МСБр	МС57-374.6	Spy	58.34					1.48		45.13						104.95	(Pt _{0.99} ,Fe _{0.09}) Σ =1.08As ₂
23	МСБр	МС57-374.6	Ifp	89.36					12.25								101.61	Pt _{2.08} Fe
24	МСБр	AM-63	Met-II		70.03				1.38		2.39		27.7				101.45	(Pd _{7.61} ,Fe _{0.28}) Σ =7.89Sb _{2.63} As _{0.37}
25	МСБр	МС57-374.6	Met-II		69.48				1.93		17.43		14.6				103.39	(Pd _{5.58} ,Fe _{0.29}) Σ =5.77As _{1.98} Sb _{1.02}
26	МСБр	МС57-374.6	Bhk		37.39						56.88			0.8			95.07	Pd _{0.92} (As _{1.98} ,Te _{0.02}) Σ =2
27	МСБр	МС57-374.6	Pda-Slw		73.59				1.02		23.22						97.83	(Pd _{2.24} ,Fe _{0.06}) Σ =2.3As
28	МСБр	МС57-374.6	Hlw	13.16		36.6			1.43		38.58					12	101.72	(Rh _{0.95} ,Pt _{0.18} ,Fe _{0.07}) Σ =1.20As _{1.37} S
29	МС6Х	МС24-324.7	Spy	59.34					4.06		46.45						109.85	(Pt _{0.98} ,Fe _{0.23}) Σ =1.21As ₂
30	МС6Х	МС24-324.7	Spy	59.54					2.29	0.73	45.89						108.45	(Pt _{1.00} ,Fe _{0.13} ,Ni _{0.04}) Σ =1.17As ₂
31	МС6Х	МС38-337.9	Mon	43.07					2.42	2.68				55.66			103.83	Pd _{1.02} Te ₂
32	МС6Х	МС24-324.7	Mnv		51.35				1.64	18.2	36.47						107.66	Pd _{2.99} (Ni _{1.91} ,Fe _{0.18}) Σ =2.09As ₃
33	МС6Х	МС24-324.7	Mnv		50.43				0.95	18.31	35.25						104.94	Pd _{3.04} (Ni _{1.99} ,Fe _{0.11}) Σ =2.10As ₃

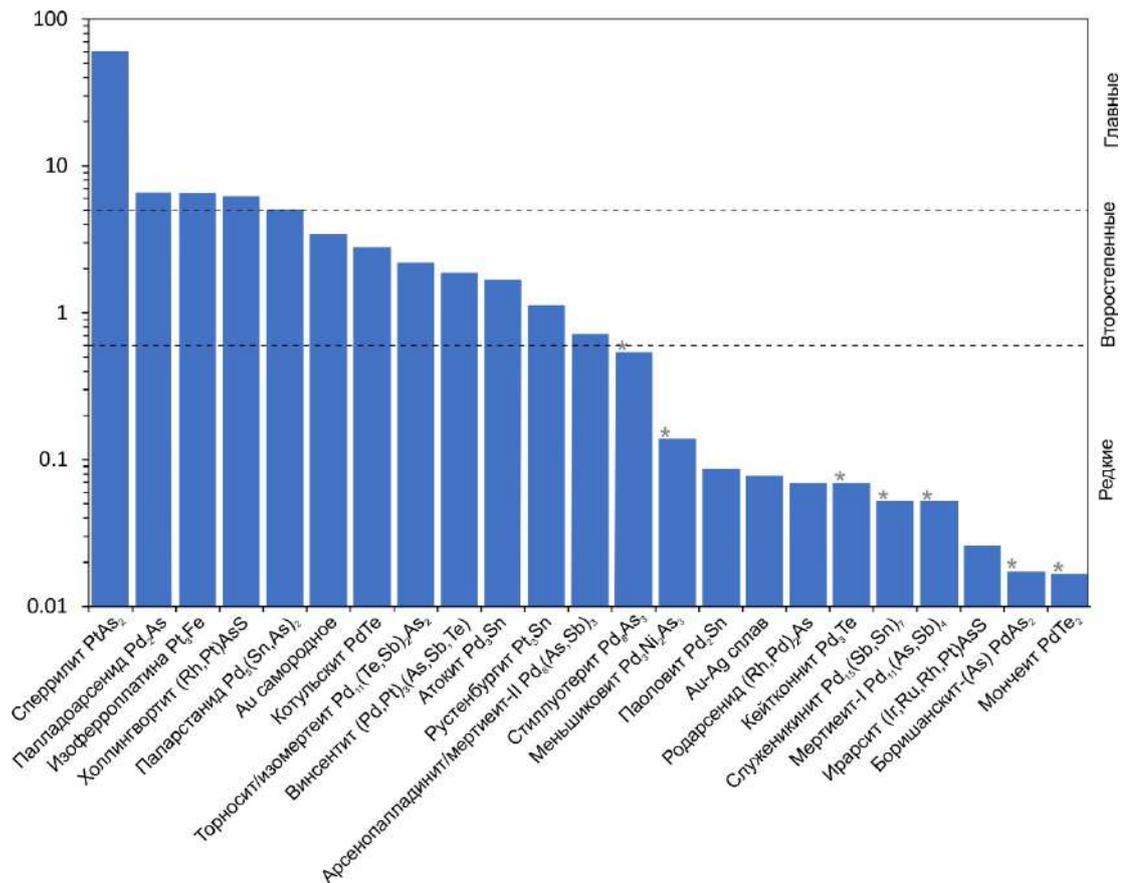


Рисунок 40. Диаграмма площадной распространенности МПГ (% от общей площади МПГ – 5800 μm^2) в хромитовом типе МС-оруденения. Звездочками (*) показаны фазы, встретившиеся в единственном числе.

Минералы платиноидов в хромитовом типе МС-руд практически всегда ассоциируют с обособлениями сульфидов и обнаруживаются либо непосредственно в сульфидных агрегатах, либо в ореолах водосодержащих силикатов, окружающих сульфидные обособления (Рис. 41, 42). В отсутствие сульфида (по крайней мере в наблюдаемой плоскости) МПГ встречаются крайне редко – всего две находки идиоморфных зерен сперрилита в ассоциации с хромитом (Рис. 42Д, Е). Кроме того, МПГ практически никогда не ассоциируют с неизменными силикатами и, обнаруживаясь в силикатной матрице, окружены хлоритом, сапонитом, флогопитом и др.

В сульфидных агрегатах МПГ не обнаруживают приуроченности к какому-либо отдельному сульфиду и образуют включения в пирротине, пентландите и халькопирите (Рис. 41, 43). Эти включения варьируют по размеру от

субмикронных индивидов до сростаний ~20 μm. Весьма типичны сростания сперрилита и холлингвортита: эта ассоциация является наиболее характерной для хромитового типа МС-руд (Рис. 41В, Е; 43Б, Г). На контакте со сперрилитом а также у каемок индивидов в холлингвортите существенно повышается содержание Ir и Ru (Рис. 43Б). Отдельно следует отметить разнообразие халькогенидов Pd, образующих микроскопические изометричных включения в сульфидах: в одном шлейфе таких включений может обнаруживаться несколько различных фаз общего состава Pd_x(As,Te,Sb,Sn,Bi)_y (Рис. 43В). Такое же разнообразие характерно и для тонкой «россыпи» минералов Pd в низко-Т силикатах, окружающих сульфиды (Рис. 42Б, В). Наконец, обнаружены весьма сложные сростания различных МПГ и самородного Au, в которых насчитывается до 6 минеральных видов (Рис. 44).

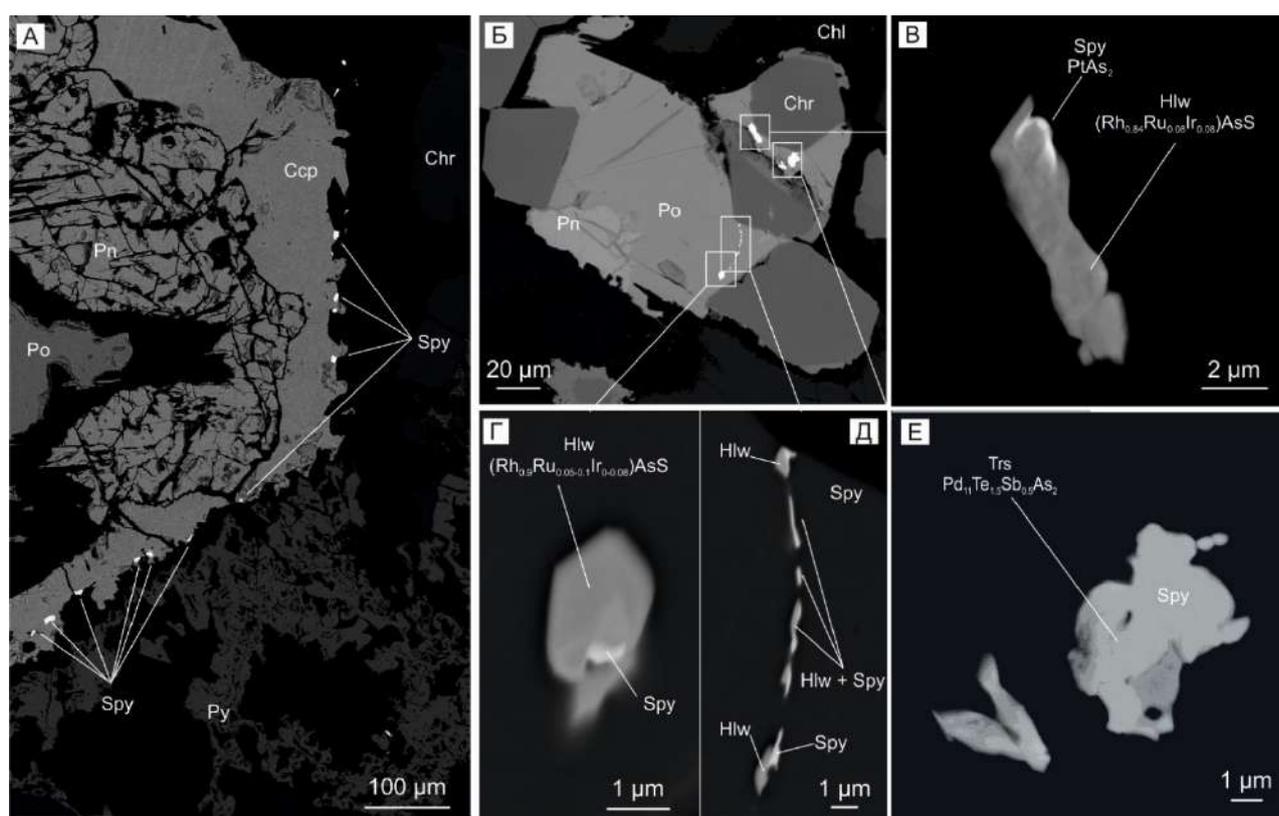


Рисунок 41. Типичные формы нахождения МПГ, ассоциирующих с сульфидными сегрегациями, в хромитовом типе МС-руд. (А) – зерна сперрилита у края сульфидного шлира (МС24-324.0); (Б) МПГ в небольшом сульфидном обособлении (МС24-323.4); (В-Е) – увеличенные фрагменты, обведенные рамками на (Б). BSE-фото. Сокращения названий минералов – см. Список принятых сокращений и [Warr, 2021]. Приведены формулы согласно ЭДС-анализам минеральных фаз.

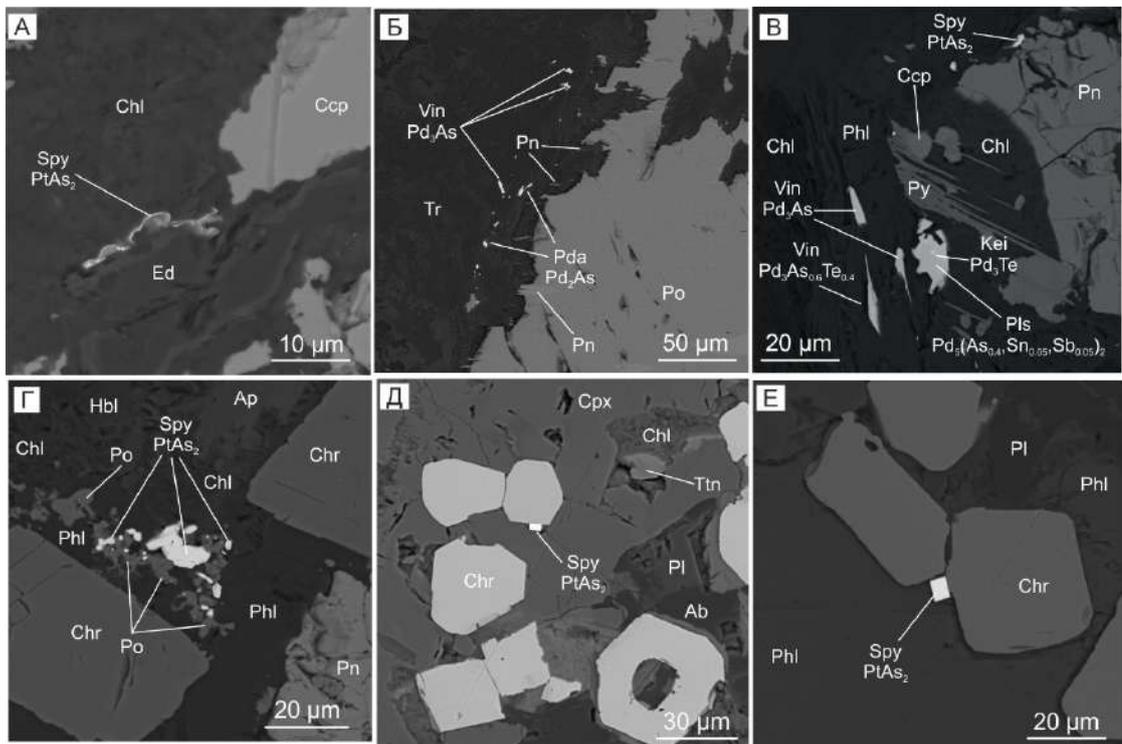


Рисунок 42. Типичные формы нахождения МПГ, ассоциирующих с ореолами водосодержащих силикатов вокруг сульфидных сегрегаций, в хромитовом типе МС-руд (А-Г) и кристаллики сперрилита, ассоциирующие с хромитом в отсутствие сульфида (Д-Е). BSE-фото

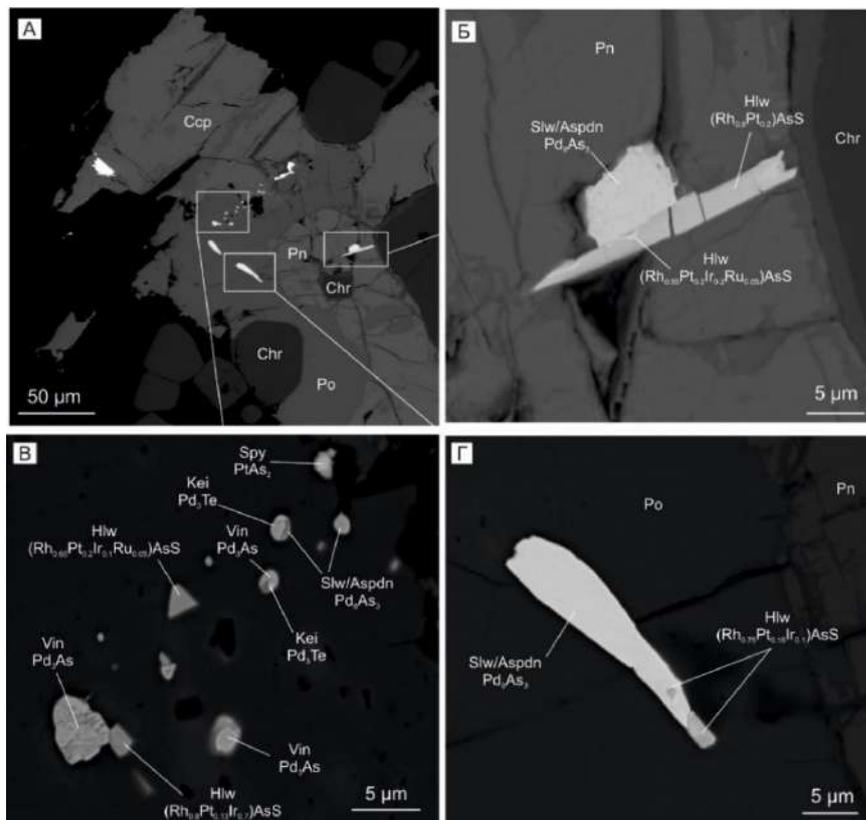


Рисунок 43. Морфология и минеральный состав включений МПГ в сульфиде (обр. МС24-323.4). BSE-фото

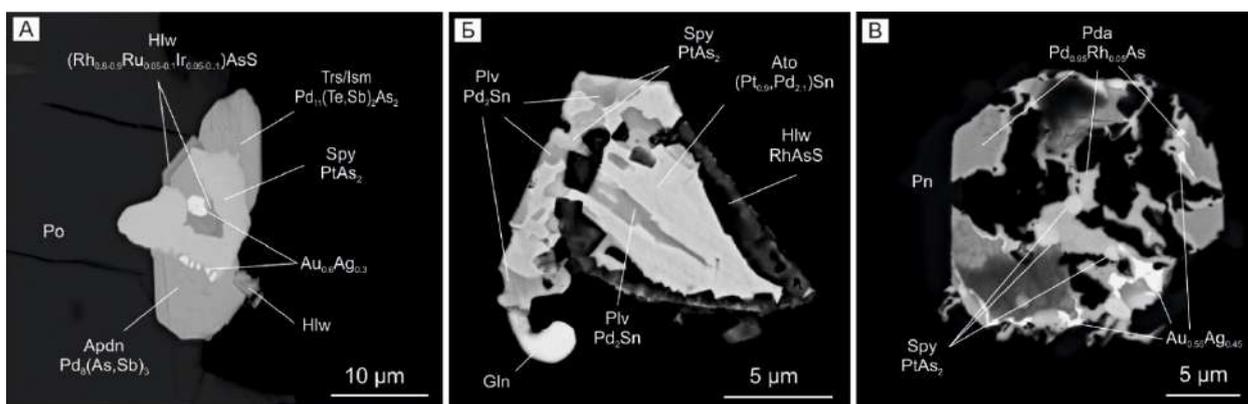


Рисунок 44. Примеры сложных сростаний МПГ в хромитовом типе МС-руд. (А) – обр. МС24-323.4; (Б, В) – обр. МР-14

Для контактовых брекчий с МС-оруденением и бесхромитового типа МС-руд не было набрано достаточного для подобного анализа количества данных. Тем не менее, судя по обнаруженным *in situ* индивидам (около 50), преобладающим МПГ, как и главным минералом Pt, в контактовых брекчиях является сперрилит. Наиболее распространенный минерал Pd, в отличие от «типичных» хромитовых МС-руд в такситовых габбродолеритах – боришанскит- $(As) PdAs_2$, также встречаются мертеит-II и палладоарсенид (Рис. 45). Холлингвортит также является единственным минералом Rh и одним из главных МПГ для контактовых брекчий с МС-оруденением. В контактовых брекчиях МПГ встречаются как в «матрице», образованной лейкогаббровой ассоциацией с хромитом, так и в сульфидах, непосредственно ассоциирующих с обломками. Минерализация в «матрице» почти неотличима от таковой в «типичных» хромитовых МС-рудах, за исключением преобладания боришанскита в качестве минерала Pd.

В бесхромитовом типе МС-руд среди МПГ также преобладает сперрилит как главный минерал Pt (Рис.46). Палладий в подавляющем большинстве образует фазы ряда меньшиковит-маякит $Pd_3Ni_2As_3-PdNiAs$. В подчиненном количестве обнаружены холлингвортит, платарсит $PtAsS$, мертеит-II, самородное золото и кейтконнит Pd_3Te . Также, как и для хромитового типа МС-руд, МПГ ассоциируют исключительно с сульфидами, находясь либо в них (Рис. 46Б), либо в непосредственной близости от сульфидов (Рис. 46В). Типичным для

бесхромитового типа МС-руд является практически повсеместное распространение тончайшей (обычно $\ll 1$ мкм) вкрапленности МПГ в сульфидах: пирротине и пентландите (Рис. 46Б). Также характерны и крупные (до 30 мкм вкрапленники) МПГ (сперрилит, маякит, меньшековит) в сульфидах, которые тяготеют к краевым частям сульфидных обособлений.

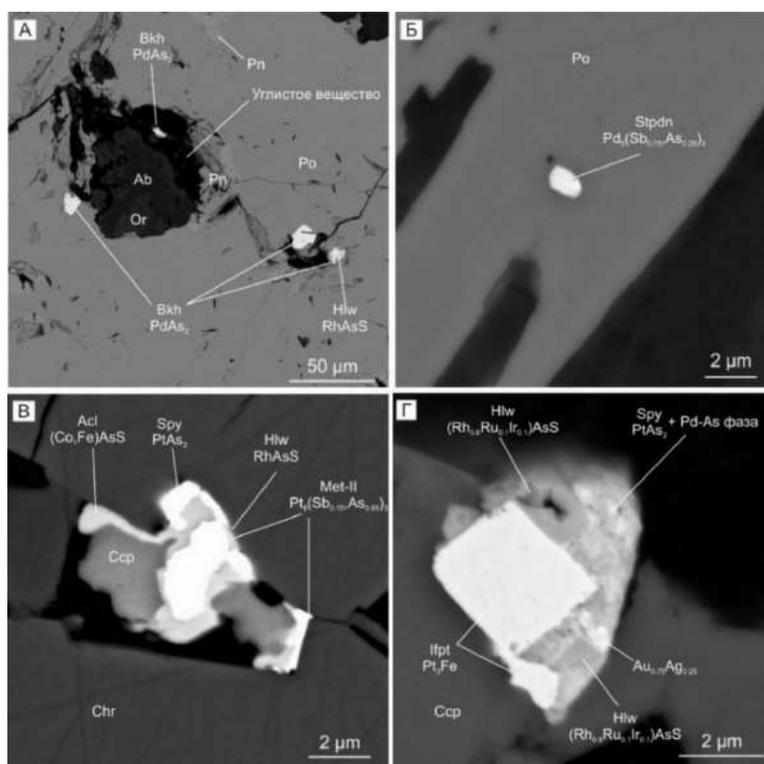


Рисунок 45. Примеры МПГ-минерализации в хромитовом типе МС-руд, локализованном в контактовых брекчиях. (А) – МС57-374.6, шпир сульфида у контакта с ксенолитом; (Б) – МС57-374.6; (В) – АМ-63; (Г) – МС57-374.6

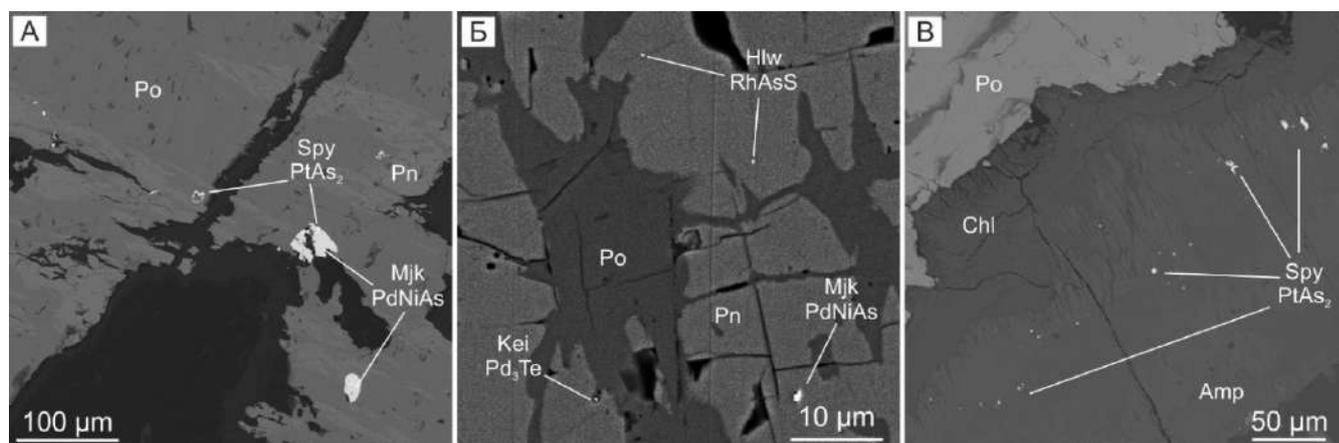


Рисунок 46. Примеры платинометалльной минерализации в бесхромитовом типе МС-оруднения. (А) – обр. МС24-324.7, (Б) – обр. МС24-325.7, (В) – обр. МС24-324.7

Таким образом, результаты изучения сульфидной и платинометалльной минерализации МС-горизонта показывают, что (1) в МС-горизонте преобладает пентландит-халькопирит-пирротиновая ассоциация, (2) сульфидные агрегаты имеют форму капель, шлиров или более мелких выделений неправильной формы, (3) Си-Ni-Fe сульфиды и МПГ образуют устойчивую ассоциацию. МПГ в отсутствие сульфидов практически не встречаются. При этом, МПГ образуют как включения в сульфидах или выделения на контакте сульфидов с силикатной матрицей, так и индивиды и сростания в ореолах вторичных силикатов вокруг сульфидных обособлений. Главными и практически единственными минеральными видами Pt являются сперрилит и изоферроплатина. Палладиевая минерализация более разнообразна и представлена различными халькогенидами Pd.

4.7. Геохимическая характеристика МС-горизонта и пород верхнего эндоконтакта

4.7.1. Петрогенные компоненты

Содержание Cr_2O_3 в породах верхнего эндоконтакта варьирует от 0.02 до 0.5 % в бесхромитовых породах и от 0.8 до 20% в породах с хромитовой минерализацией (Рис. 47А). При этом в последних содержание петрогенных компонентов, не входящих в состав хромита (SiO_2 , CaO , щелочи) закономерно и существенно уменьшается с ростом Cr_2O_3 (Рис. 47А. Б). Поэтому для более корректного исследования состава силикатной составляющей пород, из валового состав пород, несущих хромитовую минерализацию, были вычтен соответствующий состав хромита (рассчитанный по «среднему составу хромита»), и после этого составы всех пород были нормированы к 100%.

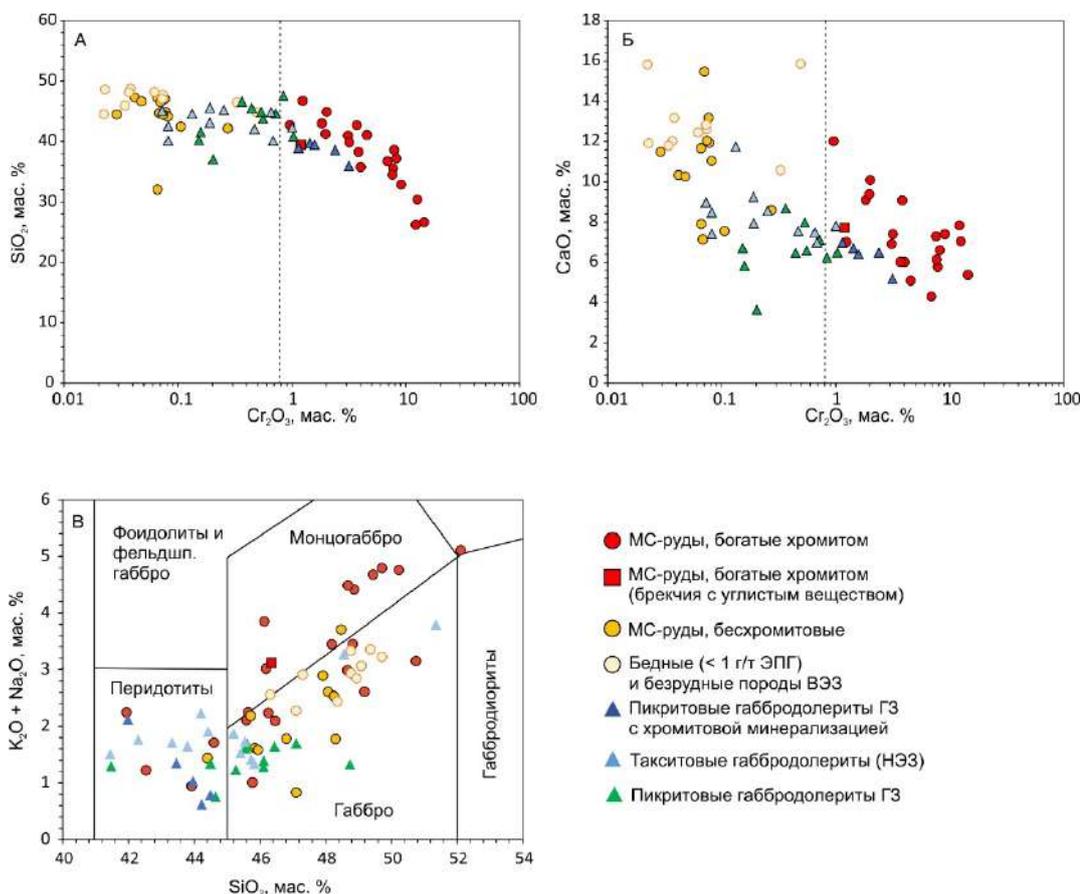


Рисунок 47. Корреляции содержания SiO_2 (А) и CaO (Б) от содержания Cr_2O_3 в изученных породах и TAS диаграмма, адаптированная для плутонических пород [Middlemost, 1984] (В). Кроме пород ВЭЗ нанесены составы такситовых габбродолеритов с хромитовой минерализацией (данные автора) из пикритового горизонта интрузии Норильск-1 и составы пикритовых и такситовых габбродолеритов (данные автора, неопубликованные данные Криволицкой Н.А., [Krivolutskaya, 2016]).

После корректировки на содержание хромита, породы хромитового и бесхромитового типов МС-руд, а также безрудных пород ВЭЗ имеют схожие валовые составы. Содержания SiO_2 в силикатной составляющей варьируют от 42 до 52%, сумма щелочей прямо коррелирует с SiO_2 и изменяется в диапазоне от 0.8 до 4.8%. Таким образом, по петрохимической классификации [Middlemost, 1984] состав пород, за исключением четырех хромитовых пород, попавших в поле перидотитов, отвечает габбро и монцогаббро. Кроме этого, хромитовые породы характеризуются более высоким содержанием щелочей, чем бесхромитовые (Рис. 47В). Содержание MgO в породах ВЭЗ варьирует от 5 до 12% (Рис. 48А), несколько анализов содержат повышенные концентрации MgO – до 22.5%. Содержания CaO изменяются в широком диапазоне: от 5.5%,

характерных для меланократовых и измененных пород, до 13.5 (Рис. 48Б). В безрудных лейкогаббро и одном образце бесхромитовых пород МС-горизонта СаО достигает 15-16.5%. Концентрации Na₂O и К₂O варьируют, как правило, в диапазоне 0.5-4 и 0.15-1.2% соответственно (Рис. 48В, Г). Содержания Al₂O₃ составляют от 9 до 18% в меланократовых и мезократовых породах, а в богатых плагиоклазом повышаются до 20-22% (Рис. 48Д).

В целом, составы изученных пород на вариационных диаграммах попадают в поля пород интрузий Норильского типа и, за исключением нескольких высокомагнезиальных образцов, могут быть охарактеризованы как умеренно-дифференцированные. Характерно, что породы ВЭЗ, включая рудные такситовые габбродолериты, являются более дифференцированными, чем такситовые габбродолериты нижней эндоконтактной зоны и хромитоносные такситовые обособления в пикритовых габбродолеритов главной дифференцированной зоны (Рис. 48). Хромитоносные породы ВЭЗ содержат больше Na₂O, К₂O и P₂O₅, чем бесхромитовые (Рис. 48В, Г, Е), а петрохимические признаки бесхромитовых пород МС-горизонта и безрудных пород во многом идентичны.

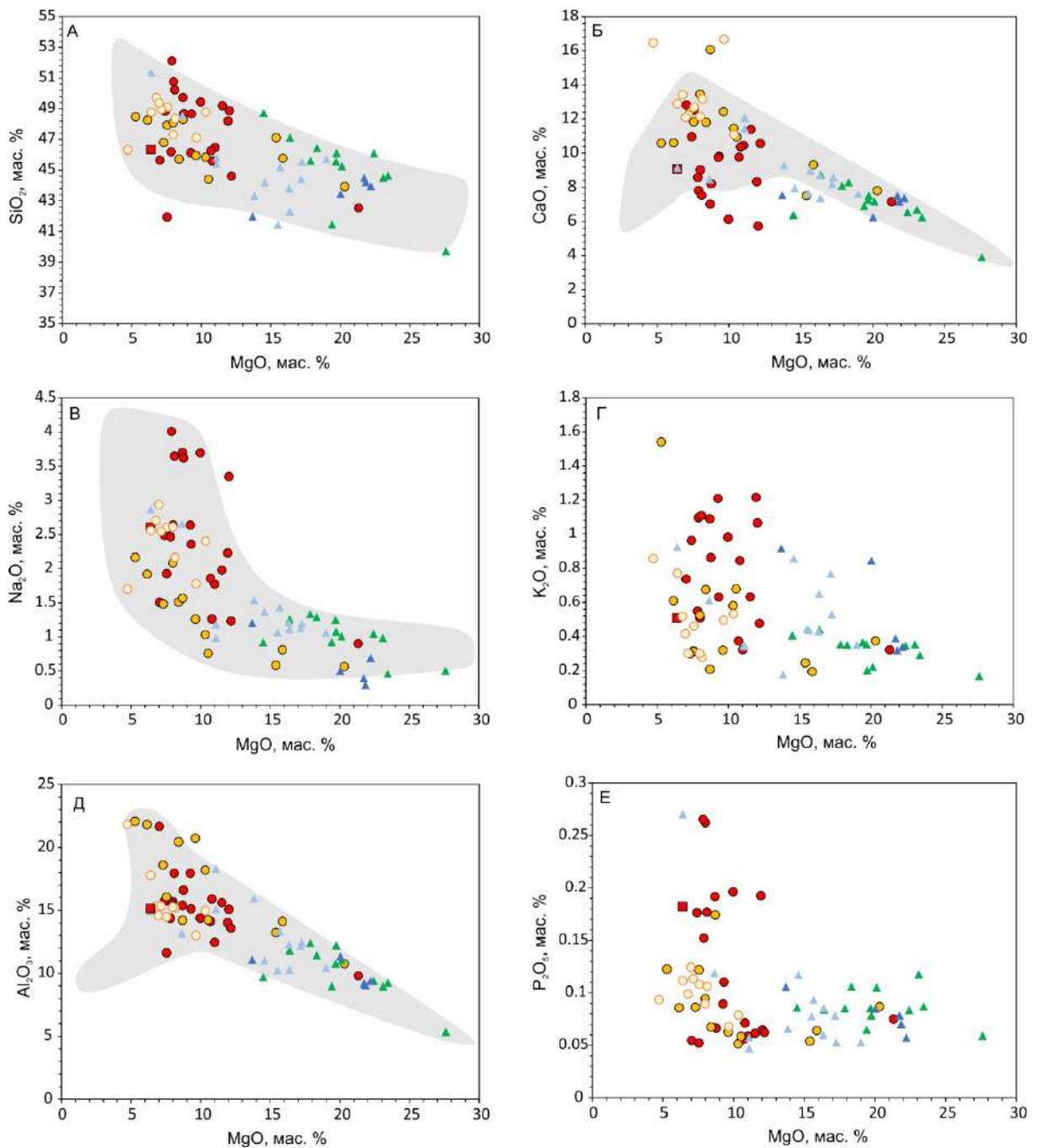


Рисунок 48. Бинарные диаграммы с нанесенными концентрациями SiO_2 (А), CaO (Б), Na_2O (В), K_2O (Г), Al_2O_3 (Д) и P_2O_5 (Е) в зависимости от MgO . Условные обозначения и источники данных для пород такситовых габбродолеритов нижней эндоконтактовой зоны и пикритовых габбродолеритов – см. Рис. 47. Серым выделено поле составов пород интрузий Норильского типа [Yao et al., 2021 и ссылки в ней].

4.7.2. Примесные литофильные элементы

По содержаниям примесных несовместимых литофильных элементов исследованные породы являются умеренно-обогащенными. Для диаграмм с нанесенными содержаниями этих элементов, нормированных к их концентрации в

примитивной мантии [Lyubetskaya and Korenaga, 2007] (PM-нормированных диаграмм) характерны отрицательные аномалии по Th, Nb, Ta и положительные – по U и Sr (Рис. 49А, В, Д). Содержания Ti не рассматривались, поскольку для этого элемента сильно выражен эффект концентрации в хромшпинелидах. Хондрит-нормированные [McDonough and Sun, 1989] спектры также имеют наклон от La к Lu и в ряде случаев осложнены положительной Eu аномалией (Рис. 49Б, Д, Е).

Характерно, что бесхромитовые породы ВЭЗ (как содержащие MS-оруденение, так и безрудные) практически идентичны по редкоэлементному составу между собой и в целом аналогичны другим рудовмещающим породам интрузии Норильск-1 (Рис. 49В-Е). Спектры значительной части пород MS-горизонта с хромитовой минерализацией также перекрываются со спектрами пород интрузии Норильск-1. Однако, некоторые хромитоносные породы имеют более обогащенные составы и приобретают особенности, типичные для вмещающих пород: базальтов ивакинской свиты и терригенных пород осадочной последовательности (главным образом, тунгусской серии и разведочнинской свиты – см. Рис. 1), а также для контактовых брекчий (Рис. 49А-Б).

Кроме этого, изученные породы ВЭЗ имеют широкие вариации характеристических отношений Sm/Zr , Ba/Th , Gd/Yb и La/Sm (Рис. 50). Эти вариации шире, чем таковые для большинства пород интрузии Норильск-1, образуя на диаграмме $Gd/Yb-La/Sm$ тренд в сторону областей вмещающих пород, который характерен не только для пород с хромитовым типом MS-оруденения, но и для некоторых безрудных пород и пород с бесхромитовым типом MS-минерализации (Рис. 50Б).

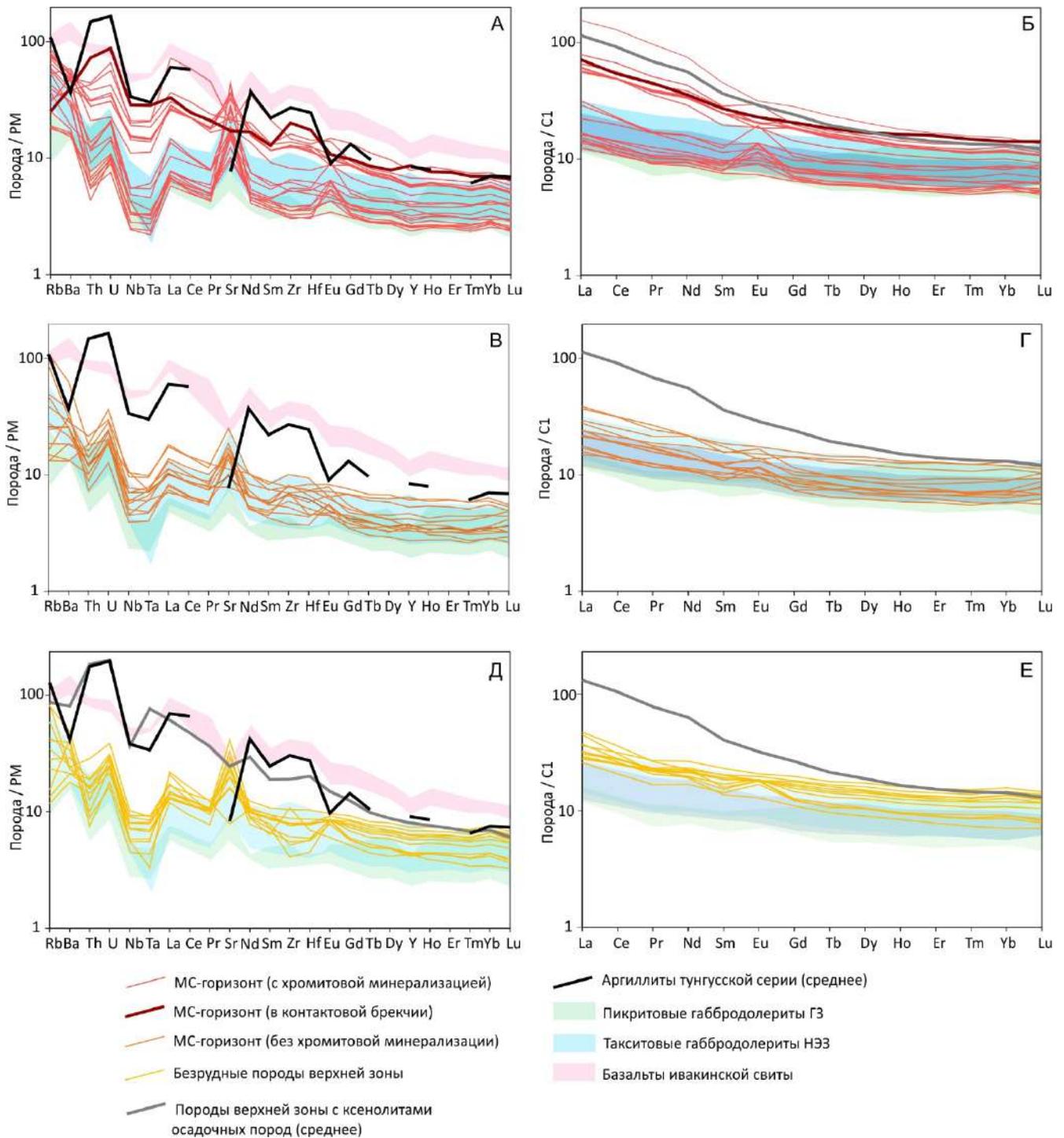


Рисунок 49. PM-нормированные [Lyubetskaya and Korenaga, 2007] спайдер-диаграммы (А, В, Д) и хондрит (C1)-нормированные [McDonough and Sun, 1989] редкоземельные спектры (Б, Г, Е) с нанесенными составами изученных пород, полями составов такситовых габбродолеритов НЭЗ и пикритовых габбродолеритов ГЗ интрузии Норильск-1 (данные автора и Krivolutskaya, 2016). Кроме этого, нанесен усредненный спектр пород верхней эндоконтактной зоны, содержащей ксенолиты вмещающих пород (данные автора), усредненный спектр по аргиллитам и алевролитам тунгусской серии [Czamanske et al., 2000] и поле для базальтов ивакинской свиты [Криволюцкая и Рудакова, 2009].

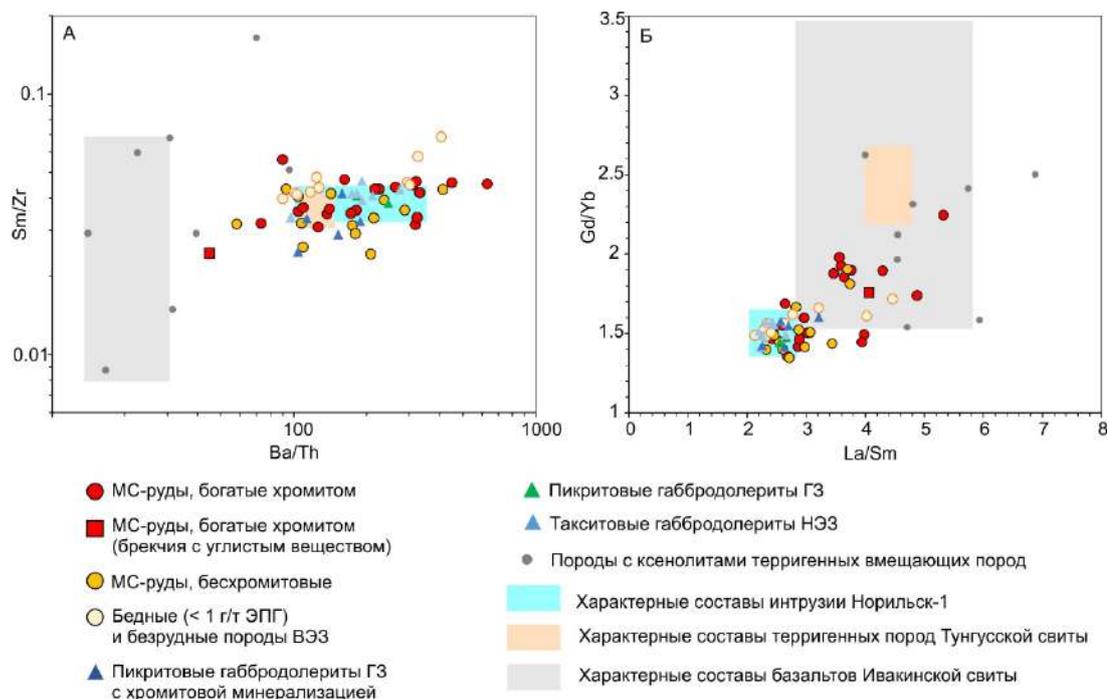


Рисунок 50. Бинарные диаграммы с характеристическими отношениями Sm/Zr и Ba/Th (А) и Gd/Yb и La/Sm (Б) в изученных породах. Источники данных – как на Рис. 49.

4.7.3. Халькофильные и благородные металлы (Cu, Ni, Co, ЭПГ, Au)

В данном разделе представлены данные по геохимии собственно рудных элементов MC-горизонта и ВЭЗ в целом в сравнении с рудоносными такситовыми и пикритовыми габбродолеритами, содержащими вкрапленное сульфидное оруденение. Содержание S (в подавляющем количестве – в форме сульфидов) в рудоносных породах MC-горизонта варьирует от 0.15 до 2 мас. %, что схоже с пикритовыми и такситовыми габбродолеритами нижних частей интрузии, содержащих вкрапленные руды (0.15-3 %) (Рис. 51А). В безрудных породах (исключая контактовые брекчии, гибридные габбродолериты и metabазальты, содержащие много пирита), концентрации S в целом ниже: от 0.07 до 1% (Рис. 50А). Содержания Cu и Ni в целом варьируют от ~ 300 до 5000 и от ~ 500 до 6000 г/т соответственно и хорошо коррелируют с содержаниями S. Тем не менее, из (Cu+Ni)-S корреляции ряд анализов «выпадает» в сторону повышенной S, что можно объяснить пиритизацией или обилием пирротина (в случае с брекчиями) (Рис. 51Б).

Содержания Pd и Pt в породах с малосульфидным оруденением в среднем варьируют от 1 (нижнее «рудное» содержание) до 10 и от 1 до 6 г/т соответственно, однако в отдельных случаях могут достигать существенно больших концентраций – до 35 и 15 г/т соответственно (Рис. 51В). Содержания других ЭПГ существенно ниже: концентрация Rh изменяется в диапазоне 0.1-2.3 г/т, Ru – от 0.02 до 0.35 г/т, Ir – от 0.01 до 0.2 г/т. Поскольку Pt и Pd – главные платиновые минералы для МС-руд и для интрузии Норильск-1 в целом, далее мы характеризуем общие черты геохимии ЭПГ, используя сумму Pt и Pd как главный критерий. Содержания ЭПГ в породах ВЭЗ и МС-горизонте положительно коррелируют с халькофильными рудообразующими металлами (Cu + Ni). Однако, эта корреляция несколько более размыта, чем для вкрапленных руд из пикритовых и такситовых габбродолеритов (включая 4 из 5 образцов хромитоносных пикритовых ГД). Более того, отношение $(Pt+Pd)/(Cu+Ni)$ для МС-руд гораздо выше, чем для вкрапленных (Рис. 51В). Корреляция платиноидов с содержанием S также может быть охарактеризована как положительная, однако, в отличие от отчетливой корреляции для вкрапленных руд, еще более слабо выраженная, и точки МС-руд на графике (Pd+Pt) от S характеризуются очень сильным разбросом (Рис. 51Г). По содержаниям ЭПГ, Cu и Ni, пересчитанным на нормативный 100% сульфид (тенорам), МС-руды характеризуются высоким (в среднем 100-2000 г/т) тенором ЭПГ и крайне неоднородным распределением тенора Cu+Ni (5-30%). Это отличает их от вкрапленных руд, для которых тенор ЭПГ редко превышает 100 г/т, а тенор Cu+Ni распределен весьма компактно – от 5 до 20 %. Сравнивая полученные данные с ранее установленными средними характеристиками для крупнейших месторождений ЭПГ мира, отметим, что вариации теноров Cu+Ni и ЭПГ в МС-горизонте наиболее близки рифу Меренского Бушвельдской интрузии и хромит-малосульфидному горизонту интрузии Дулут (Сев. Америка) [Naldrett, 2003] (Рис. 51Д).

Хондрит-нормированные спектры распределения халькофильных элементов также выявляют выраженную обогащенность сульфидного вещества МС-руд (как

хромитового, так и бесхромитового типа) Pt, Pd и Au относительно вкрапленных и массивных руд интрузии Норильск-1, тогда как концентрации Cu, Ni и Co, пересчитанные на 100% сульфид в МС-рудах такие же и меньше, чем во вкрапленных (Рис. 52А, В). В целом, хондрит-нормированные спектры халькофильных элементов МС-руд имеют положительный изгиб в области Pt-Pd, который характерен для «экстремально»-малосульфидного типа ЭПГ-руд в интрузии Стиллуотер (JM-риф). Со снижением концентрации ЭПГ и в безрудных породах этот изгиб сглаживается и исчезает, и спектр приобретает монотонный характер с ростом от Ni к Cu (Рис. 52А, В, Д). Хондрит-нормированные спектры валового содержания платиноидов в породах МС-горизонта имеют «ступенеобразную» форму с субхондритовыми значениями для Ir и Ru и на 1-1.5 порядка более высокими – для Rh, Pt и Pd. Подобное распределение хондрит-нормированных содержаний ЭПГ характерно для рифа Меренского (Бушвельд), в то время как спектра для JM-риф интрузии Стиллуотер имеет более сглаженную форму с монотонно увеличивающимися значениями от Ir к Pt (Рис. 52Б, Д).

Завершая краткое описание геохимии халькофильных элементов и ЭПГ в МС-горизонте, необходимо отметить поведение этих элементов в зависимости от содержания Cr_2O_3 , считающимся [Рябов и др., 1992; Служеникин и др., 2016] одним из основных «маркеров» МС-горизонта. В целом, положительная корреляция между Cr_2O_3 и ЭПГ прослеживается, и наиболее богатые ЭПГ породы характеризуются и максимальными содержаниями Cr_2O_3 (Рис. 53А). Однако, эта корреляция выполняется не всегда, и анализы, соответствующие бесхромитовому типу МС-руд имеют концентрации Pt и Pd сопоставимые со средними значениями для хромитового типа при низких валовых содержаниях Cr_2O_3 . Похожая «нечеткая» корреляция характерна и для пары (Cu+Ni)- Cr_2O_3 (Рис. 53Б), тогда как содержание S практически не коррелирует с Cr_2O_3 (Рис. 53В). Также следует отметить, что для пород, вмещающих вкрапленные руды интрузии Норильск-1, зависимости содержания рассмотренных элементов от Cr_2O_3 не прослеживается вообще (Рис. 53).

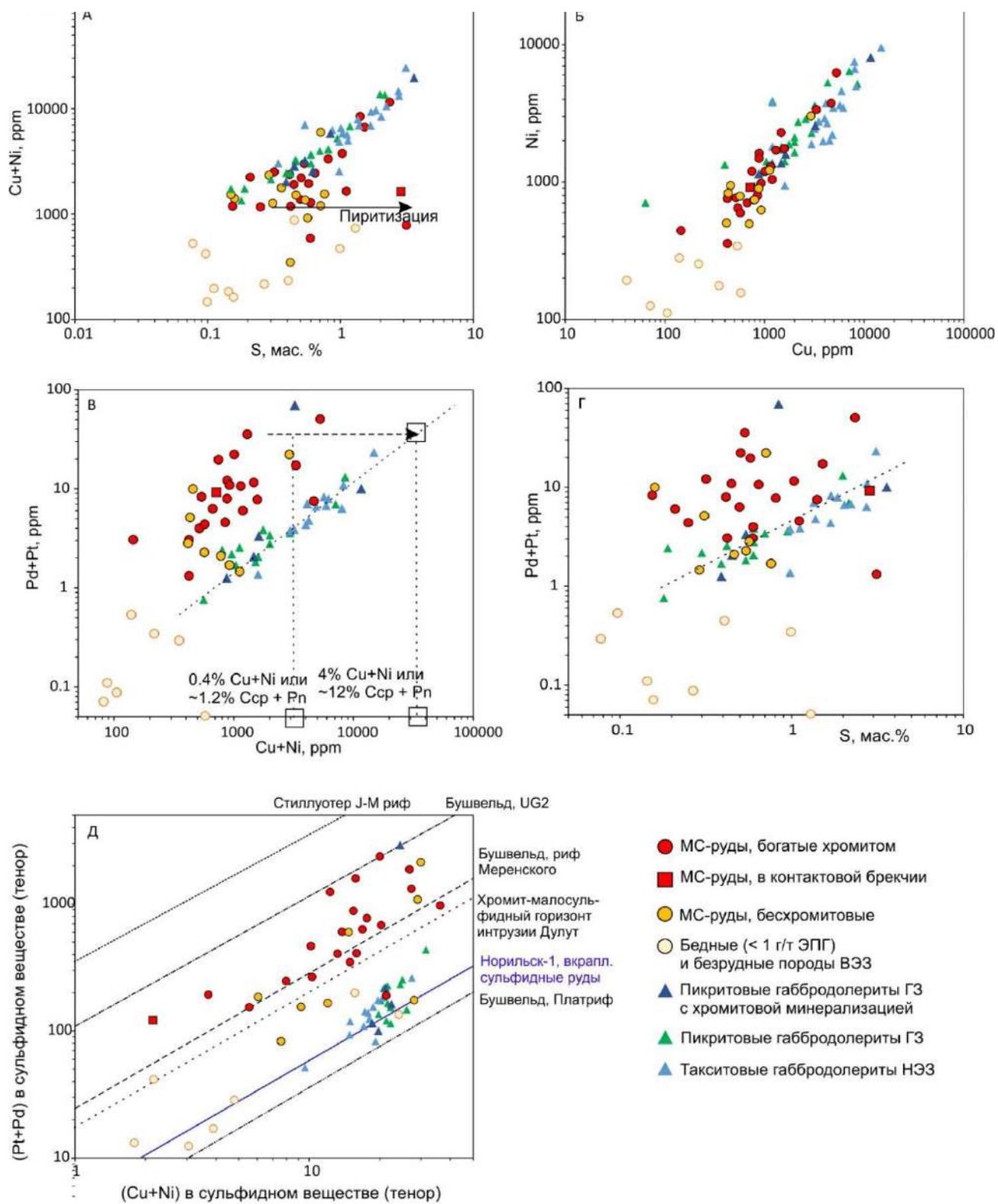


Рисунок 51. Бинарные диаграммы, характеризующие геохимию серы, халькофильных элементов и ЭПГ в MS-рудах интрузии Норильск-1. (А) – (Cu+Ni) – S, (Б) – Ni-Cu, (В) – (Pt+Pd)-(Cu+Ni); (Г) – (Pt+Pd)-S; (Д) – теноры (Pt+Pd)-(Cu+Ni) со средними трендами по другим месторождениям МПГ в дифференцированных интрузиях [Naldrett, 2003].

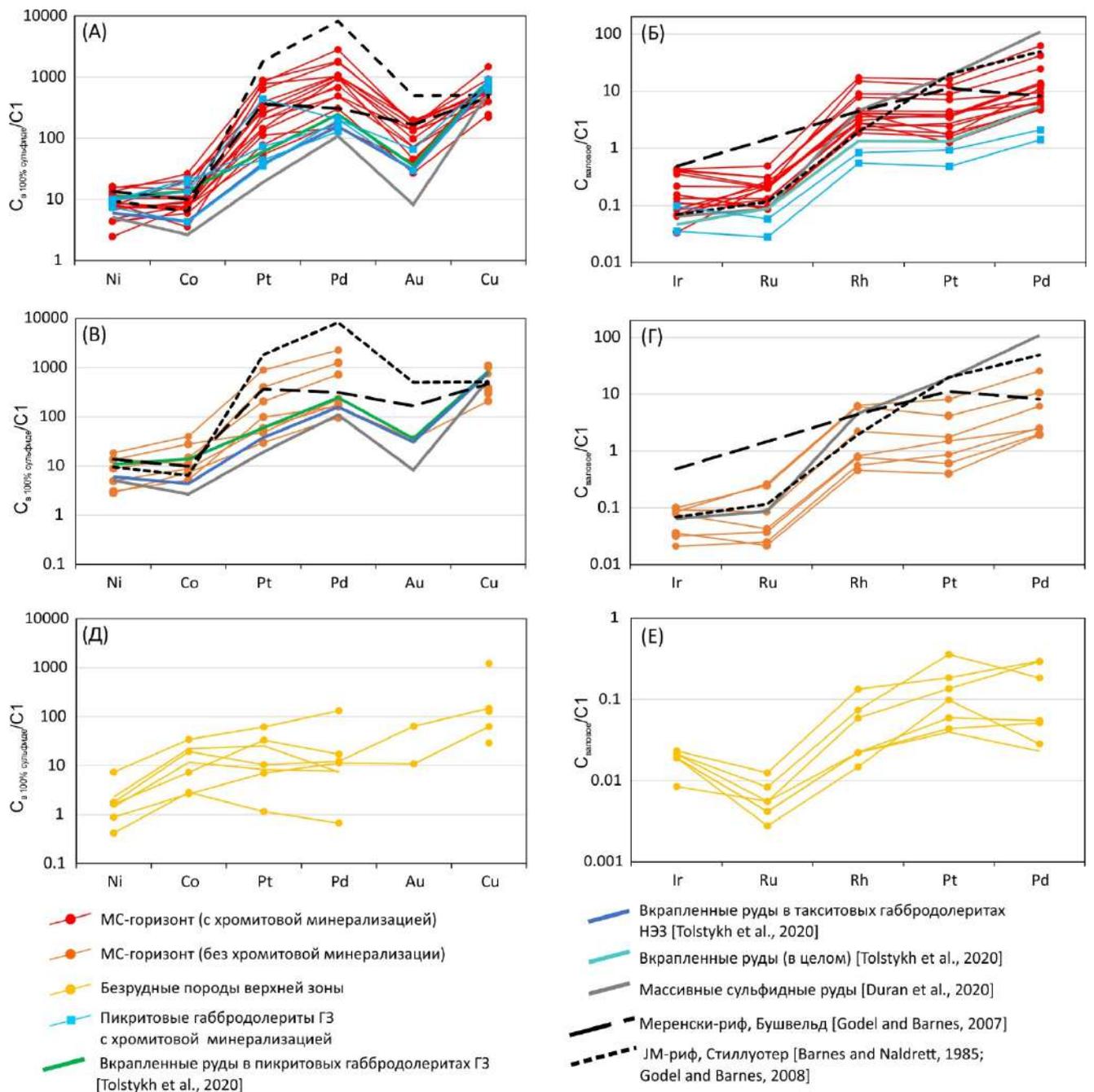


Рисунок 52. Хондрит-нормированные спектры распределения халькофильных элементов и платиноидов для (А, Б) – хромитового типа МС-руд и пикритовых габбродолеритов ГЗ с хромитовой и вкрапленной сульфидной минерализацией; (В, Г) – бесхромитового типа МС-руд; (Д, Е) – безрудных пород ВЭЗ.

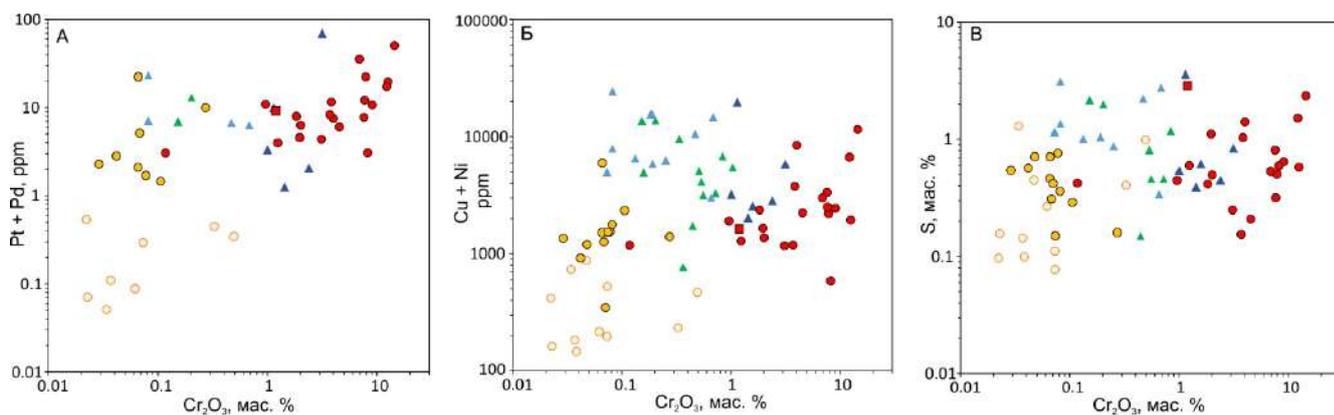


Рисунок 53. Вариационные диаграммы, характеризующие связь содержаний ЭПГ (А), Cu и Ni (Б) и S (В) от Cr_2O_3 . Условные обозначения – как на Рис. 51.

4.7.4. Изотопы Rb, Sr, Sm, Nd

Изотопный состав пород широко использовался для определения вклада корового компонента и вмещающих пород (ассимиляция на уровне внедрения) в породы интрузий Норильского типа [Arndt et al., 2003; Malitch et al., 2010; Malitch et al., 2020; Yao and Mungall, 2021]. Для оценки вклада мантийного, глубинного корового и «осадочного» компонентов в формирование МС-горизонта, были получены анализы изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd для образцов МС24-324.0, МС24-324.3, МР-30tr и МР-31 (Таблица 15). Полученные значения характеризуются существенным разбросом, даже для образцов, отобранных из керна МС-24 на расстоянии <0.5 м друг от друга. Составы образцов МР-30tr и МР-31, также отобранные из МС-горизонта одной и той же локации, имеют еще большие различия. При этом состав МР-30 отличается от «слабоконтamинированных» пород интрузии в сторону более радиогенного Sm, а МР-3 – в сторону более радиогенного Sr. В целом, однако, 3 из 4 образцов достаточно близки к рассчитанному «чисто-мантийному» компоненту интрузий Норильского типа (Рис. 54).

Таблица 15. Изотопный состав Sm и Nd в образцах пород МС-горизонта

Обр	MS24-324.0	MS24-324.3	MR-30tr	MR-31
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1485	0.1647	0.1291	0.1635
$\pm 2\sigma$	0.0004	0.0005	0.0004	0.0005
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512632	0.512591	0.512425	0.512653
$\pm 2\sigma$	0.000026	0.000006	0.000013	0.000033
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.1638	0.1968	0.1197	0.1521
$\pm 2\sigma$	0.0016	0.0020	0.0012	0.0015
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706570	0.706547	0.706408	0.707858
$\pm 2\sigma$	0.000015	0.000014	0.000013	0.000022
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{251.9\text{Ma}}$	0.512387	0.512320	0.512212	0.512384
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{251.9\text{Ma}}$	0.70598	0.70584	0.70598	0.70731
$\epsilon(\text{Nd})_{251.9\text{Ma}}$	1.43	0.12	-1.99	1.37

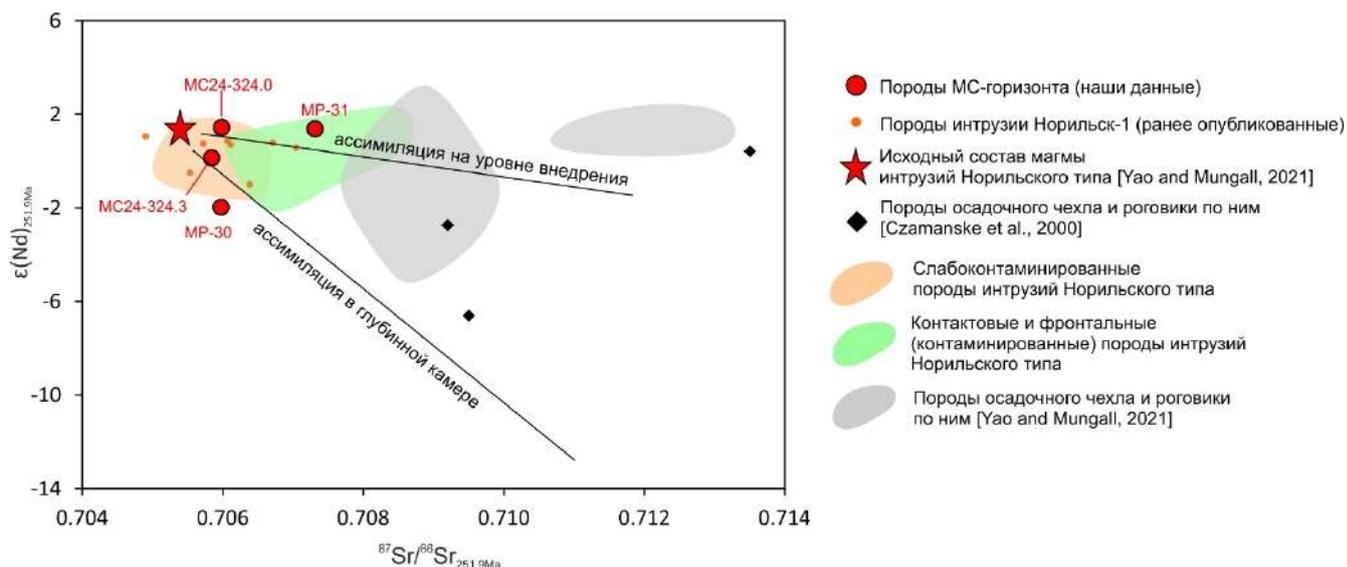


Рисунок 54. Диаграмма $\epsilon(\text{Nd})$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с нанесенными составами пород МС-горизонта а также референсными значениями и полями для пород интрузии Норильск-1 и терригенных пород осадочного чехла Норильского района.

Таким образом, главными чертами валовых геохимических характеристик пород ВЭЗ и МС-горизонта, в частности, являются:

1. Соответствие состава большинства пород ВЭЗ другим породам интрузий норильского типа в целом: как по петрогенным, так и по примесным компонентам. Отклонения состава в сторону вмещающих пород наблюдаются в непосредственно контактовых породах и брекчиях и в некоторых образцах МС-горизонта с хромитовой минерализацией.

2. Изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd хромитоносных пород МС-горизонта, за исключением одного образца, выявляет сравнительно слабый валовый эффект контаминации вмещающими толщами.
3. МС-горизонт резко отличается от вкрапленных руд пикритовых габбродолеритов ГЗ и такситовых габбродолеритов НЭЗ повышенным тенором ЭПГ (в среднем 100-1000 ppm Pt+Pd на чистый сульфид в МС-горизонте и 60-200 ppm – во вкрапленных рудах).
4. Распределение ЭПГ, Cu, Ni и S в МС-горизонте характеризуется корреляцией в парах (Cu+Ni)-S и ЭПГ-(Cu+Ni), однако корреляция в паре ЭПГ-S проявлена слабо, что контрастирует с вкрапленными рудами интрузии Норильск-1. Содержание ЭПГ в некоторой мере коррелирует с Cr₂O₃, однако существенная группа пород так называемого «бесхромитового МС-горизонта» не позволяет говорить об однозначной взаимосвязи в паре ЭПГ-Cr₂O₃.
5. Характер распределения халькофильных и благородных элементов в МС-горизонте во многом аналогичен таковому в других рудах интрузии Норильск-1, однако повышенные концентрации Pt и Pd относительно других халькофильных и благородных элементов образуют выраженный двойной Pt-Pd максимум на хондрит-нормированной спайдер-диаграмме, типичный для малосульфидного горизонта JM Стиллуотерской интрузии (Рис. 52А,В).

4.8. Включения в хромшпинелидах

Включения минералообразующей среды в кристаллах хромита весьма информативны при исследовании генезиса хромититов в дифференцированных интрузиях [Hulbert and Von Gruenevald, 1985; Li et al., 2005; Spandler et al., 2005; Friedrich et al., 2020]. Поэтому для выяснения механизма образования хромитовой минерализации МС-горизонта мы исследовали включения в хромшпинелидах, в большом количестве встречающихся в ряде образцов.

4.8.1. Фазовый состав непрогретых включений

Как правило, включения единичные, округлые, расположенные по центру зерен, занимают до 1/3 площади зерна в сечении (Рис. 55). Несколько менее типичны скопления (до 15) более мелких включений в одном зерне хромита (Рис. 56). В хромитовом МС-горизонте хромшпинелиды с включениями распределены весьма неравномерно: в некоторых образцах (особенно, в брекчиях и в породах с крайне высоким содержанием хромита) до 30% зерен содержат включения (Рис. 34А), в то время как в других включениях практически нет. Показательной является последовательность образцов скважины МС-24: в обр. МС24-324.0 включений в хромите достаточно много, в то время как через 0.3-0.5 м в обр. МС24-324.3 их становится существенно меньше, а через 1.5 м, в МС24-325.4 включения относительно редки. Размер включений варьирует, как правило, от 10 до 25 μm . Большинство включений имеет силикатный состав, однако встречаются включения, состоящие целиком из Cu-Ni-Fe сульфидов (Рис. 57).

Большая распространенность силикатных включений позволила исследовать состав более 500 включений этого типа в образцах МР-14 (~250 включений), МР-20, МР-30, МР-31, МС24-324.0, МС24-323.4, МС24-324.3, МС24-325.4, В16284 а также в образцах хромитоносных пикритовых габбродолеритов ГЗ: РН265-707.0, N19-11-4 и МР-9. По минеральному составу выделяются две группы включений:

- 1) Состоящие из фаз, первичных для «магматической» ассоциации: клинопироксена, ортопироксена, Са-амфиболов, близких к роговой обманке, флогопита, силикатного стекла (Рис. 55А-Д).
- 2) Состоящие преимущественно из силикатов, вторичных для «магматической» ассоциации: хлорита, актинолита, реже – сапонита и альбита (Рис. 55Е-З).

Включения встречаются в кристаллах хромита любой магнезиальности, и распределение хромита по Mg# для зерен с включениями практически идентично

распределению Mg# для хромита в целом. Однако, исследование >250 включений из образца MR-14 позволило установить, что включения 1-го типа, содержащие в качестве главных минералов клинопироксен и амфибол, более типичны для относительно высокомагнезиальных хромитов, а включения с хлоритом и альбитом (2 тип) – для низко-магнезиальных (Рис. 56).

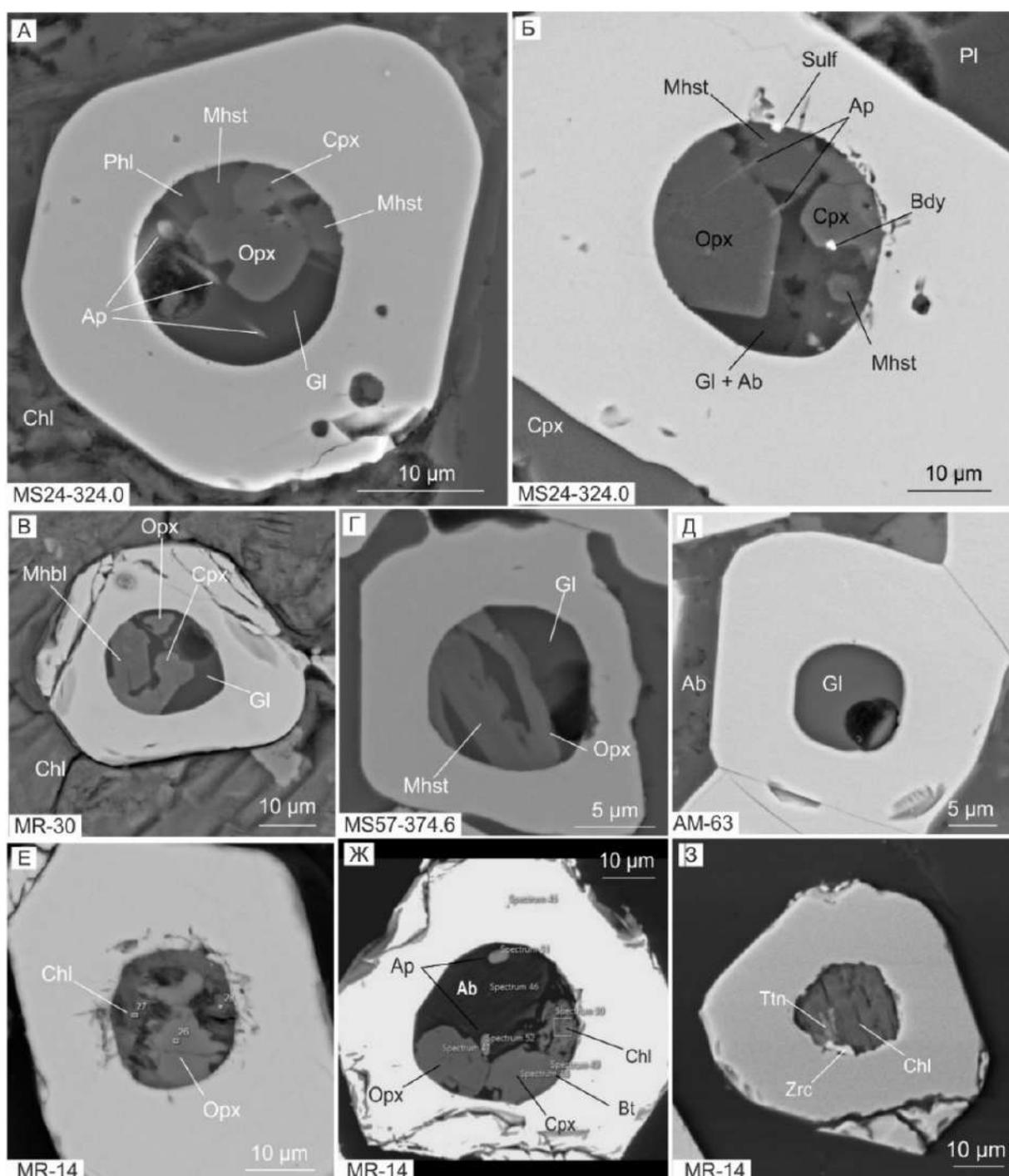


Рисунок 55. Одиночные включения в хромшпинелидах МС-горизонта. (А, Д) – 1-го типа, (Е-З) – 2-го типа. BSE-фотографии.

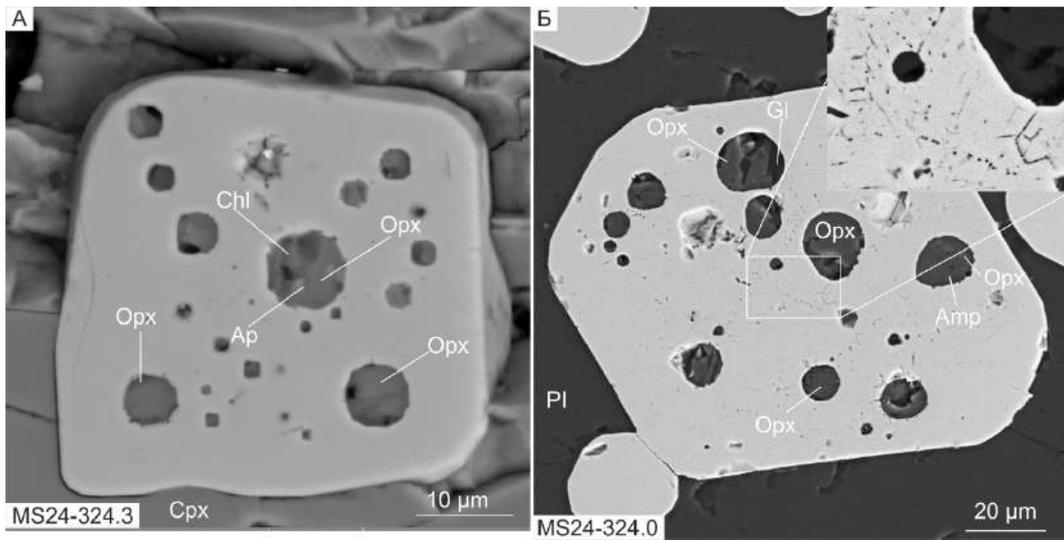


Рисунок 56. Множественные включения в хромшпинелидах MS-горизонта. На (Б) врезка справа сверху – увеличенный фрагмент фотографии с микро-фиссурами в хромите.

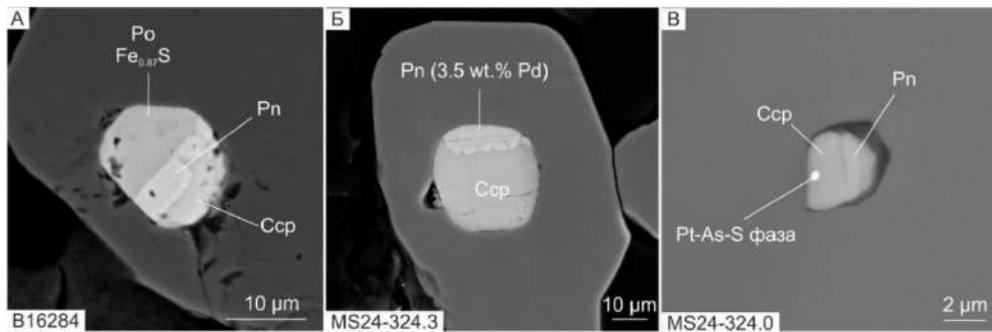


Рисунок 57. Сульфидные включения в хромшпинелидах MS-горизонта. (Б) содержит палладистый пентландит, (В) – самостоятельную фазу ЭПГ.

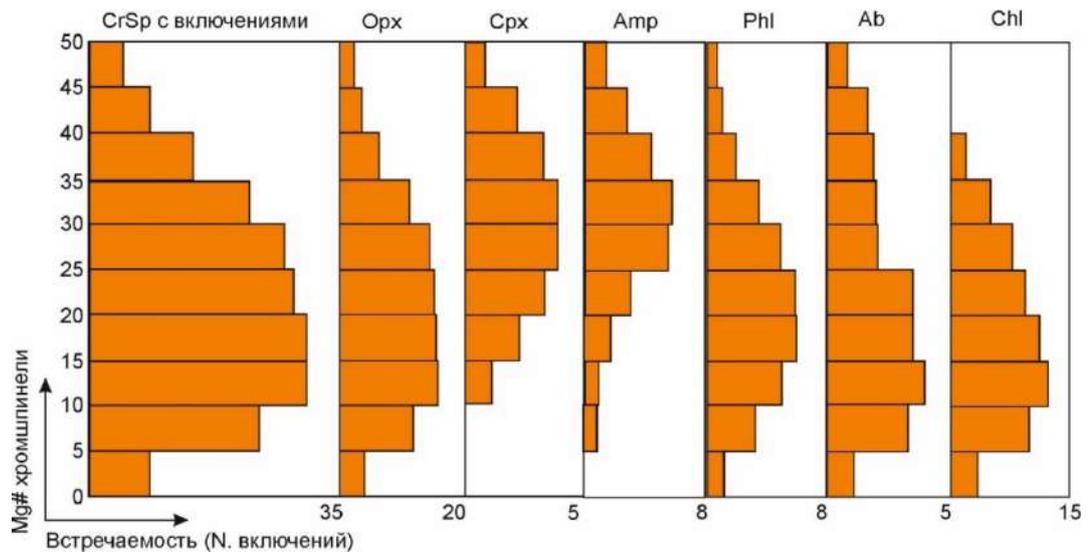


Рисунок 58. Зависимость встречаемости фаз включений от Mg# хромшпинелида-хозяина. Видно, что ортопироксен и флогопит распространены одинаково во всех включениях, клинопироксен и Са-На амфиболы – в высоко-Mg# хромите, а альбит и, особенно, хлорит – в низко-Mg# хромите.

Главной фазой включений 1-го типа является ортопироксен встречающийся почти во всех включениях. Кроме этого, для в большинстве включений присутствует клинопироксен, магнезиогастингсит или магнезиальная роговая обманка и силикатное кислое стекло. Также нередки калинатровые полевые шпаты, отличающиеся от стекла по Рамановскому спектру (Рис. 59) и флогопит. Акцессорные, однако распространенные, фазы – апатит, Cu-Ni-Fe сульфиды и ильменит. К редким фазам относятся бадделеит, кордиерит и хлориды К и Na. Соотношения фаз варьируют достаточно сильно от включения к включению, однако в целом набор главных фаз идентичен во всех образцах, включая хромитосные пикритовые габбродолериты ГЗ. Тем не менее, стекло существенно больше (как по объему, так и по встречаемости) во включениях в хромите из контактовых брекчий (обр. АМ-63 и МС57-374.6) (Рис. 54Д). Во включениях 2-го типа преобладают хлорит ряда клинохлор-ортошамозит и альбит. Часто встречаются актинолит, Na-флогопит, эпидот, титанит и бадделеит. Отмечены единичные кальцит и самородное золото.

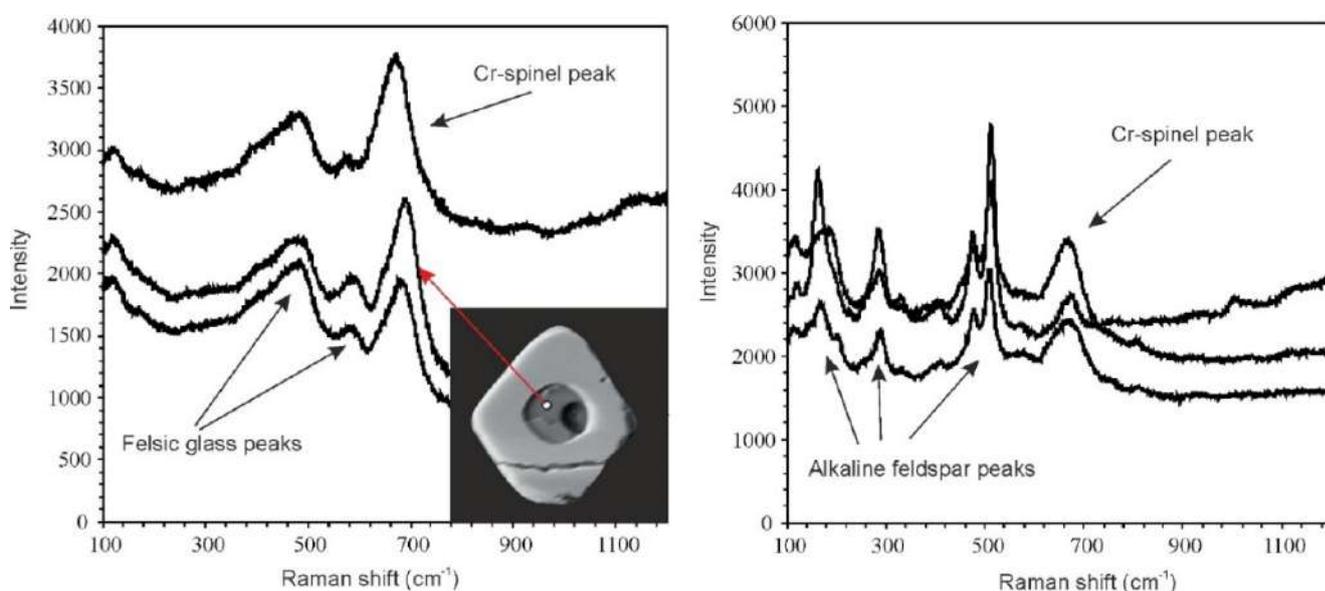


Рисунок 59. Рамановские спектры кислых стёкол и щелочных полевых шпатов из включений в хромите (обр. МР-14).

Ортопироксен включений характеризуется Mg# от 72 до 85, содержанием Al_2O_3 от 0.3 до 4% и TiO_2 от 0.1 до 0.7% (Таблица 16, Рис. 60А). Состав

клинопироксена соответствует высокоглиноземистому авгиту (Al_2O_3 до 10%) при магниальности варьирующей от Mg# 76 до 88 мол. % (Рис. 60Б). Содержания TiO_2 составляют 0.2-1.4% (Рис. 60В, Таблица 17), Na_2O – от 0.1 до 1.3%. Составы флогопита характеризуются Mg# от 66 до 90 мол. % и высоким содержанием Na_2O (до 5%), обнаруживающим сильный разброс и не коррелирующим с Mg#. TiO_2 варьирует от 5.3 до 8.3% и несколько увеличивается с падением Mg# (Рис. 60Г, Д; Таблица 18). Содержания F и Cl во флогопите в целом низки (<0.2 и <0.5 % соответственно), однако в некоторых случаях Cl увеличивается до 0.3%, F – до 2% (Рис. 60Е). Амфиболы (кроме актинолита во включениях 2 типа) представлены широкими вариациями Ca-Na составов. Несмотря на то что кристаллы амфиболов были недостаточно крупными для проведения количественного микрозондового анализа, по данным SEM EDS, обнаружены следующие разновидности: ряд паргасит-магнезиогастингсит $\text{Na}(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al},\text{Ti})_5[\text{Si}_6\text{Al}_2]\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$, магниальная роговая обманка $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al},\text{Ti})_5[\text{Si}_7\text{Al}]\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$, и барруазит $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al},\text{Ti})_5[\text{Si}_7\text{Al}]\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$ (Таблица 19). Стекла в непрогретых включениях характеризуются фельзическими составами с SiO_2 от 65 до 75%, Al_2O_3 – от 15 до 19%, Na_2O от 1.5 до 6.5%, K_2O от 2 до 3.5% и околонулевыми количествами CaO, FeO и MgO.

Таблица 16. Представительные анализы (EPMA) ортопироксена из включений в хромите (обр. МР-14), мас. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
1	50.27	0.35	1.59	1.18	12.96	0.03	0.23	26.31	7.31	0.10	100.56	78.35
2	53.18	0.43	0.58	1.16	16.96	0.10	0.30	27.23	1.06	0.02	101.02	74.11
3	53.97	0.44	1.80	1.64	10.86	0.02	0.22	31.90	0.76	0.04	101.66	83.96
4	54.07	0.44	0.49	1.02	16.55	0.03	0.30	27.80	0.91	0.01	101.66	74.96
5	53.66	0.19	0.70	1.14	12.05	0.02	0.26	30.63	1.88	0.04	100.58	81.92
6	53.06	0.21	0.91	1.24	14.57	0.03	0.31	28.93	1.01	0.08	100.40	77.97
7	54.10	0.31	1.77	1.55	10.69	0.04	0.21	32.04	0.84	0.04	101.62	84.23
8	52.91	0.48	0.40	1.25	17.67	0.07	0.34	26.55	1.23	0.05	100.95	72.82
9	53.70	0.53	0.41	0.98	16.70	0.04	0.34	27.37	1.02	0.07	101.15	74.50
10	50.74	1.54	4.10	1.40	11.83	0.03	0.20	25.12	4.81	1.04	101.05	79.10
11	54.15	0.15	1.24	0.99	11.74	0.04	0.24	29.76	2.44	0.21	101.11	81.88
12	53.24	0.44	0.46	1.07	16.55	0.06	0.33	27.79	0.88	0.02	100.85	74.95

Таблица 17. Представительные анализы (EPMA) клинопироксена из включений в хромите (обр. МР-14), мас. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
1	52.43	0.77	1.34	1.42	6.91	0.02	0.14	16.64	20.81	0.35	100.84	84.70
2	49.64	0.90	3.76	1.72	5.40	0.01	0.14	17.89	19.33	0.45	99.25	88.38
3	46.63	0.64	8.60	0.90	7.85	0.02	0.15	11.62	22.49	0.47	99.40	77.28
4	46.76	1.11	9.05	1.01	6.24	0.02	0.13	12.85	20.95	0.50	98.75	82.57
5	46.40	1.00	8.94	1.04	7.74	0.04	0.14	11.71	22.07	0.47	99.60	77.68
6	45.43	0.95	9.71	0.71	6.37	0.01	0.14	12.14	22.23	0.37	98.08	81.43
7	45.44	0.69	10.49	0.87	7.30	0.03	0.12	11.31	22.50	0.38	99.16	78.07
8	51.14	0.85	2.26	1.56	6.61	0.02	0.18	15.82	20.91	0.43	99.80	84.62
9	50.05	1.39	5.21	1.26	4.31	0.01	0.08	16.79	17.50	1.32	98.27	89.95
10	48.42	1.20	7.04	0.83	4.92	0.01	0.11	14.65	21.90	0.51	99.62	87.24
11	53.39	0.23	0.80	0.41	5.63	0.02	0.18	16.49	22.80	0.14	100.08	87.07
12	50.34	0.61	3.85	1.18	7.09	0.03	0.19	15.40	20.03	0.44	99.18	83.31
13	53.88	0.51	1.42	1.43	5.76	0.07	0.15	16.23	21.30	0.81	101.60	86.62

Таблица 18. Представительные анализы флогопита из включений в хромите (обр. МР-14), мас. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Сумма	Mg#
1	39.54	5.90	13.40	2.06	5.85	0.04	0.04	20.05	0.02	0.16	0.56	9.64	1.48	0.28	98.99	88.74
2	37.96	6.66	13.76	2.58	5.87	0.06	0.03	19.43	0.02	0.11	2.59	6.65	0.58	0.03	96.34	88.38
3	36.89	1.39	12.54	1.55	6.22	0.06	0.05	21.00	0.08	0.22	0.54	8.36	2.26	0.29	91.44	88.59
4	37.43	8.51	13.60	2.25	7.84	0.09	0.04	17.92	0.04	0.00	4.98	3.66	0.18	0.05	96.59	84.00
5	36.89	8.78	13.80	2.03	7.92	0.08	0.04	18.09	0.02	0.00	3.51	5.69	0.19	0.07	97.10	84.01
6	36.79	7.63	14.23	2.46	8.15	0.04	0.02	17.43	0.00	0.00	0.99	9.01	0.39	0.22	97.37	83.10
7	36.95	7.64	13.65	2.55	9.79	0.05	0.03	16.43	0.00	0.00	1.70	8.01	0.21	0.10	97.12	79.41
8	37.19	7.87	13.80	2.05	5.13	0.05	0.01	19.96	0.01	0.41	1.65	7.96	0.38	0.04	96.52	89.94
9	35.70	8.07	12.03	1.99	14.30	0.28	0.03	12.25	0.00	0.00	3.24	5.71	0.29	0.08	93.99	66.31

Таблица 19. Представительные анализы (EDS) Ca-Na амфиболов из включений в хромите (обр. МР-14), мас. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Сумма
1	42.85	3.27	11.52	1.81	6.51	0.10	17.88	10.01	3.32	0.26	0.78	0.05	98.38
2	41.73	3.25	13.17	1.55	6.65	0.10	15.93	11.24	3.87	0.40	1.27	0.06	99.24
3	40.85	2.96	13.97	1.39	6.21	0.08	16.32	11.20	3.91	0.33	0.99	0.06	98.28
4	44.59	2.96	10.79	1.89	4.72	0.08	16.92	12.14	3.76	0.41	1.37	0.04	99.70
5	47.56	2.94	7.25	1.73	10.66	0.17	18.88	7.72	2.48	0.32	0.07	0.04	99.81
6	47.28	2.06	8.03	1.98	6.89	0.13	21.67	7.24	3.03	0.22	0.68	0.02	99.28
7	47.30	1.62	7.65	1.72	7.11	0.14	22.90	8.24	1.50	0.22	0.14	0.02	98.58
8	47.52	1.86	8.30	1.79	7.30	0.15	23.97	7.08	2.28	0.21	0.35	0.04	100.89
9	41.75	7.17	13.00	1.86	7.46	0.03	19.03	0.51	6.31	1.33	1.47	0.14	100.13
10	42.77	2.35	11.44	1.26	5.14	0.08	17.85	11.58	3.99	0.24	1.38	0.04	98.15
11	42.22	2.63	12.43	1.06	5.69	0.09	17.17	10.91	3.93	0.45	0.98	0.06	97.65
12	45.47	2.05	10.45	1.17	10.87	0.19	18.34	7.17	3.00	0.20	0.62	0.04	99.62

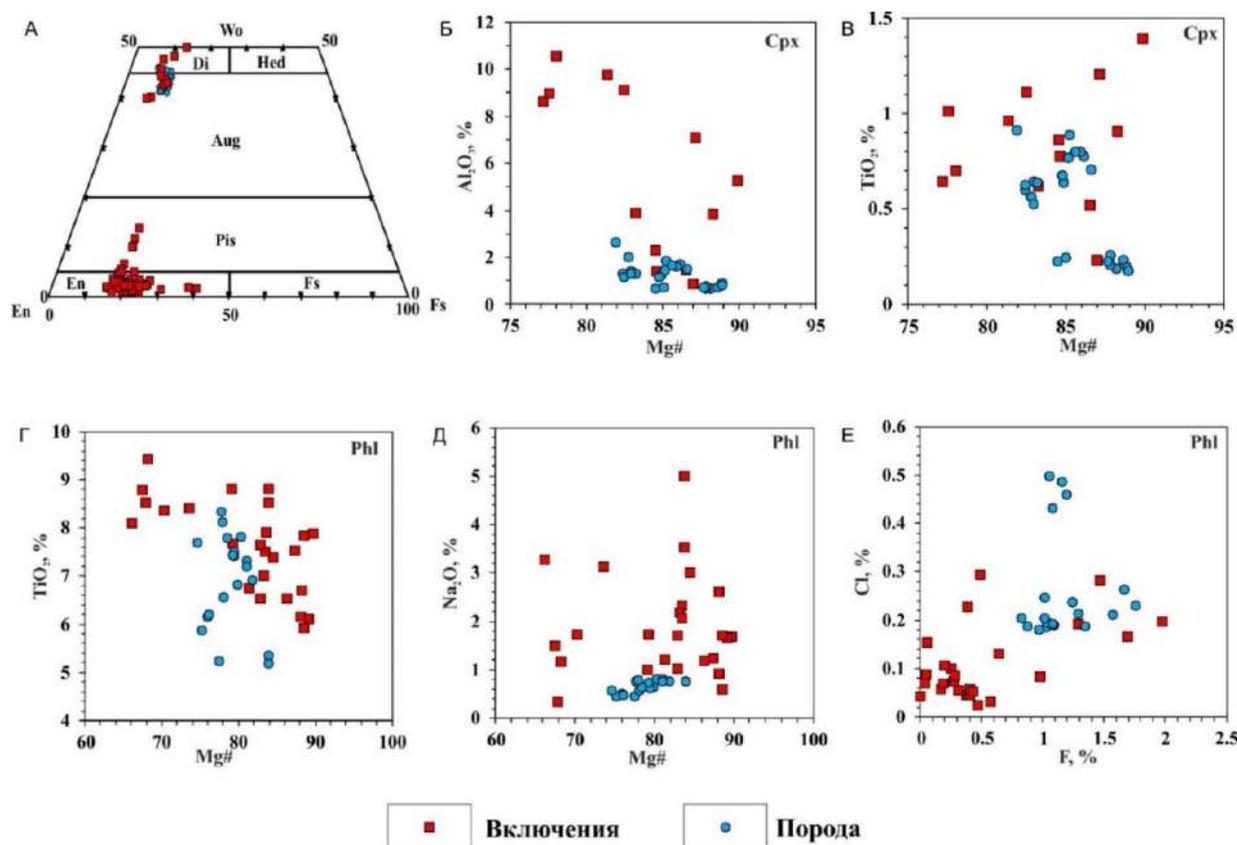


Рисунок 60. Вариационные диаграммы с нанесенными составами минералов включений в хромите и минералов из силикатной матрицы того же образца (MP-14). (А) – диаграмма En-Wo-Fs с составами пироксенов [Morimoto, 1989], (Б, В) – вариационные диаграммы для клинопироксена; (Г-Е) – вариационные диаграммы для флогопита.

4.8.2. Состав экспериментально прогретых и закаленных включений

Для оценки валового состава включений в хромите, зерна этого минерала, содержащие включения, гомогенизировались путем прогрева в трубчатой печи (Рис. 2) с последующей быстрой закалкой. Согласно ранее опубликованным геотермометрическим данным [Булгакова и Рябов, 1972; Чайка и др., 2022], показывающим, что температуры раннего этапа кристаллизации такситовых габбродолеритов составляли 1220-1280 °С, прогрев включений в хромшпинелиде производился при Т 1250°С.

После прогрева и гомогенизации, во включениях мы получили однородные силикатные стекла, часто содержащие газовый (или усадочный) пузырек, глобулы Cu-Ni-Fe сульфиды и незначительное количество оливина (Рис. 61А, Б). Однако, некоторые включения характеризовались большим количеством оливина и сравнительно малым количеством стекла железистого состава (Рис. 61В).

Происхождение подобной ассоциации как результата прогрева «хлоритизированных» включений подробнее обсуждается в разделе 5.5.2, и в дальнейшем мы рассматриваем только те включения, где стекло преобладает.

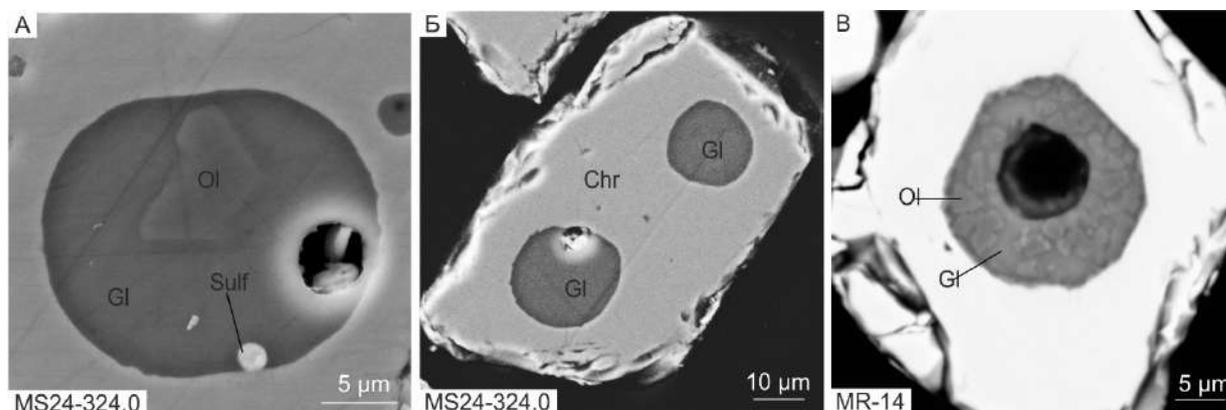


Рисунок 61. Включения в хромшпинелидах МС-горизонта после прогрева (1250°C) и быстрой закалки. (А) – включение с преобладанием стекла, кристалликом оливина и сульфидной глобулой; (Б) – полностью гомогенные стекловатые включения; (В) – включение с большим количеством оливина.

Состав стекол прогретых включений по петрогенным компонентам варьирует от высокомагнезиальных (MgO 11-13%) до низкомагнезиальных (MgO 1-2%). Содержание SiO₂ варьирует от 51 до 66% и отрицательно коррелирует с MgO (Рис. 62А). Содержания CaO занимают диапазон от 1 до 9% и находятся в положительной корреляции с MgO (Рис. 62Б). Характерно, что содержание Na₂O (1-4 %) положительно коррелирует с MgO (Рис. 62В), тогда как K₂O (также 1-4%) обнаруживает небольшую отрицательную зависимость от MgO (Рис. 62Г). Составы экспериментально полученных стекол включений из всех изученных образцов, включая хромитоносные пикритовые габбродолериты ГЗ, имеют схожие диапазоны составов и композиционные тренды. Однако, включения из обр. АМ-63 имеют самые низкие концентрации MgO, и включения из контактовых брекчий в целом (АМ-63 и МС57-374.6) характеризуются наибольшим разбросом составов и более слабой корреляцией Ca-Mg, чем из остальных образцов. Напротив, включения в хромитах хромитоносных пикритовых габбродолеритов ГЗ характеризуются самой высокой магнезиальностью и меньшим разбросом составов, чем включения в хромитах МС-горизонта.

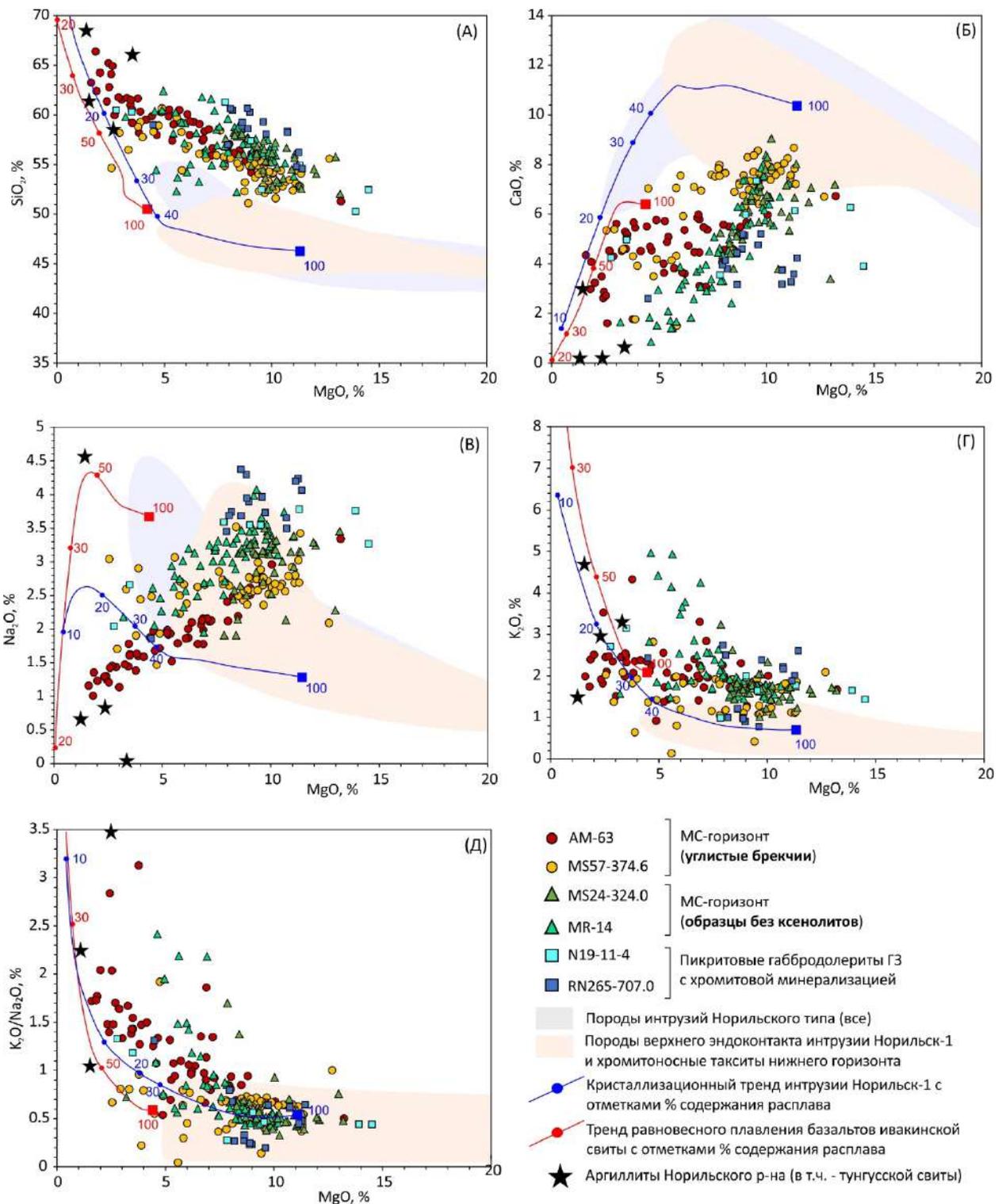


Рисунок 62. Вариационные диаграммы для составов стекол в прогретых включениях в сравнении с: породами интрузии Норильск-1, кривыми кристаллизации «родоначального расплава» для интрузии Норильск-1, кривыми частичного плавления базальтов ивакинской свиты, составами аргиллитов осадочного чехла. Источники данных: составы интрузии – данные автора и [Yao et al., 2021; Krivolutsкая, 2016; Криволицкая и Рудакова, 2009; Hawkesworth et al., 1995; Czamanske et al., 1994; Рябов и др., 2000], аргиллитов осадочного чехла Норильского района – [Czamanske et al., 2000], составы «родоначального расплава» для интрузии Норильск-1 – среднее по [Криволицкая, 2011; Wooden et al., 1993].

Стекла прогретых включений умеренно обогащены несовместимыми литофильными элементами и характеризуются весьма широкими диапазонами концентраций, особенно тяжелых РЗЭ, U, Nb, Ta, Zr и Hf (Рис. 63). РМ-нормированные спектры этих стекол в хромитах контактовых брекчий и такситовых габбродолеритов ВЭЗ (МС-горизонта) имеют лишь незначительный общий отрицательный наклон от Rb к Lu, не обнаруживают минимумов по Nb и Та, имеют интенсивную отрицательную Sr аномалию и положительные аномалии по U, Zr и Hf (Рис. 63А, Б). РМ-нормированные спектры стекол прогретых включений в хромитах из пикритовых габбродолеритов с хромитовой минерализацией характеризуются умеренным отрицательным наклоном от Rb к Lu, умеренной отрицательной Sr аномалией и положительными аномалиями по U, Zr и Hf (Рис. 63В).

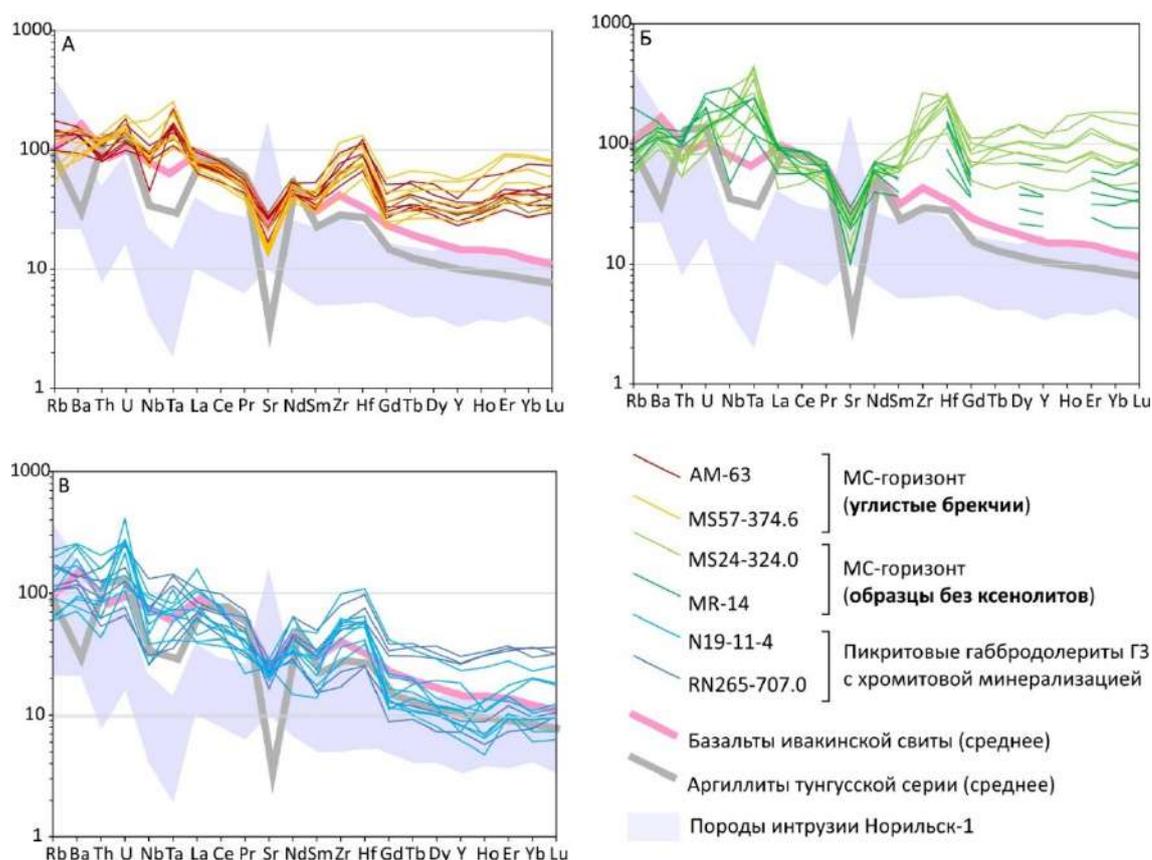


Рисунок 63. РМ-нормированные спайдер-диаграммы содержаний примесных несовместимых элементов в стеклах прогретых включений. Используются данные: базальты ивакинской свиты [Wooden et al. 1993]; аргиллиты осадочного чехла Норильского района – [Czamanske et al., 2000], породы интрузии Норильск-1 – авторские данные. Состав примитивной мантии для нормировки – [Lyubetskaya and Korenaga, 2007].

Полученные данные по силикатным включениям в хромшпинелидах показывают, что их минеральный состав не соответствует составу пород (хромитоносных габбродолеритов и пород интрузии Норильск-1 в целом). Часть силикатных включений содержит много хлорита и альбита, являющимися, по-видимому, вторичными минералами. Те включения, в которых хлорита и альбита мало, состоят из преобладающих ортопироксена, клинопироксена, силикатного стекла, Na-флогопита и Ca-Na амфиболов. Составы стекол, полученных путем прогрева включений до 1250°C с последующей быстрой закалкой, также резко отличаются от составов пород интрузии и образуют тренды от низко-Mg, низко-Ca, низко-Na до высоко-Mg, умеренно-Ca, умеренно-Na составов. Распределение несовместимых литофильных примесных компонентов в экспериментально-полученных закалочных стеклах включений также отличается от распределения их в породах интрузий норильского типа и имеет особенности, характерные для вмещающих интрузию терригенных пород тунгусской серии и, в меньшей степени, базальтов ивакинской свиты.

ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. Формирование пород верхней эндоконтактовой зоны интрузии

Норильск-1: общий петрологический аспект

5.1.1. Магматический этап

Породная ассоциация ВЭЗ интрузий норильского типа весьма сложна, и, чтобы объяснить ее образование, высказывались различные гипотезы. Идеи о том, что «верхние» такситы и сопутствующие им породы образовались при взаимодействии мафической магмы с сиалическими осадочными породами высказывались Роговером Г.Б. (1959), Годлевским М.Н. (1959), Ивановым М.К. с соавторами [Иванов и др., 1971] и Служеникиным С.Ф. с соавторами [Sluzhenikin et al., 2020]. Модель возникновения неоднородной петрографической ассоциации в ВЭЗ в результате переплавления более ранних габброидов за счет следующих внедрений с образованием своеобразных «лейкосом» и «меланосом» рассматривалась Золотухиным В.В. и Рябовым В.В. [Рябов, 1970; Золотухин и Рябов, 1972; Золотухин и Рябов, 1975]. Также на основе геолого-структурных и петрографических взаимоотношений пород в ВЭЗ и НЭЗ, Тарасов А.В. (1976) предложил механизм формирования такситовых габбродолеритов за счет взаимодействия высокодифференцированных расплавов и флюид-расплавов с закристаллизовавшимися мафит-ультрамафитовыми ассоциациями с частичным плавлением и перекристаллизацией последних. Зотов И.А. (1979) предполагал, что породная ассоциация приконтактовых зон образовалась метасоматическим путем при взаимодействии габброидов и вмещающих пород с раскаленными и реакционноспособными газами - «трансмагматическими флюидами» - однако, позже [Зотов, 1989] теория «трансмагматических флюидов» трансформировалась в идею о взаимодействии флюидов с жидким веществом. Наконец, ряд исследователей [Рябов и др., 1982; Рябов, 1984; Дистлер и др., 1994; Рябов и др., 2001] утверждали, что роль ассимиляции и процессов метаморфизма/метасоматоза была невелика, и ведущую роль в образовании ВЭЗ и МС-горизонта играл многостадийный процесс дифференциации магм с (1)

перемещением дифференциатов в верхние горизонты [Дистлер и др., 1994], ликвидационным расщеплением магмы на «сухую» и флюидзированную [Рябов и др., 2001] и реакцией этой смеси с дополнительной порцией восстановленных флюидов, поднимающихся из нижележащих горизонтов интрузива [Рябов и др., 1982; Рябов, 1984]. Таким образом, «отправной точкой» для генетических построений, по мнению автора, является определение роли магматической дифференциации, ассимиляции вмещающих пород и возможных твердофазных высокотемпературных преобразований. Кроме этого, в любом случае требуется выяснить масштаб более низкотемпературных процессов – пневматолитовых и гидротермальных.

Наши наблюдения показывают, что большая часть изученных пород ВЭЗ имеет офитовую или пойкилоофитовую текстуру, характерную для первично-магматической кристаллизации (Рис. 12, 13). Хромшпинелиды, образовавшиеся, как следует из их взаимоотношений с другими минералами, несколько позже оливина (Рис. 30А, Б), но раньше клинопироксена и плагиоклаза, содержат включения с высокой пропорцией стекла (Рис. 55А, Д), что указывает на наличие расплава в системе и исключает твердофазный (метаморфический) генезис. Более того, подавляющая часть такситовых габбродолеритов и других пород ВЭЗ (за исключением гибридных габбродолеритов и брекчий – Рис. 64) имеет геохимическую характеристику, характерную для магм траппов (Рис. 49). Это означает, что породы ВЭЗ, исключая непосредственно контактовую зону, являются, главным образом, продуктом кристаллизации трапповой магмы.

Вопрос о «вторичном плавлении» как причине такситовой текстуры и неоднородности ВЭЗ в целом [Золотухин и Рябов, 1972; Тарасов, 1976], более проблемный. С одной стороны, в работах, где эта гипотеза выдвигалась, показано большое разнообразие структур и текстур, нетипичных для магматической дифференциации: перекристаллизация фрагментов с образованием «псевдотахилитов», образование гранулированного оливина, реакционных текстур на границах петрографических ассоциаций и др. Более того, Туровцевым

Д.В. (2002) было показано, что перекристаллизованные в зонах контакта базиты при некоторых условиях могут отличаться от «нормальных» габбродолеритов лишь высокой пропорцией ортопироксена. Наши данные, полученные по нескольким пересечениям ВЭЗ, не отрицают роли «контактового метаморфизма», поскольку в приконтактовой зоне имеется достаточно мощная (до нескольких метров) подзона т.н. гибридных габбродолеритов, являющихся промежуточным звеном между базальтами и габбродолеритами интрузива (Рис. 9-11), а также в нижней части этой зоны были обнаружены «псевдотахилиты», описанные Золотухиным В.В. и Рябовым В.В (Рис. 7Б, 8). Тем не менее, начиная с горизонта лейкогаббро и ниже породы, ВЭЗ, изученные нами, не имеют признаков, которые могли бы быть характерными для частичного переплавления. Соответственно, ведущая роль этого процесса при образовании ВЭЗ в целом в данной работе не находит подтверждения.

Наконец, ведущая роль кристаллизационной дифференциации магмы при становлении пород ВЭЗ и МС-горизонта подтверждается зональностью плагиоклаза, отвечающей нормальной эволюции основного или ультраосновного расплава (Рис. 19), и трендами составов оливина и пироксена, которые также отвечают дифференциации такого расплава. Причем характерно, что эволюция составов клинопироксена ВЭЗ почти полностью идентична таковым для такситовых габбродолеритов НЭЗ (Рис. 20, 21).



Рисунок 64. Спайдер-диаграмма с PM-нормированными редкоэлементными составами экзоконтактовых и собственно контактовых пород ВЭЗ интрузии Норильск-1.

Степень ассимиляции вмещающих пород при образовании ВЭЗ можно оценить по редкоэлементной и изотопной геохимии пород. Вмещающие породы для верхнего контакта интрузии – базальты ивакинской свиты с прослоями углистых пород (пласт Заметный) и верхняя часть тунгусской серии (аргиллиты, углистые аргиллиты). И те, и другие характеризуются более обогащенным составом по некогерентным элементам и высокими La/Sm и Gd/Yb отношениями, чем породы интрузии Норильск-1. Кроме этого, терригенные осадочные породы имеют более низкое Ba/Th отношение и более сильный разброс Sm/Zr отношения, чем породы интрузива и базальтов ивакинской свиты. Вариационные диаграммы с этими индикаторными отношениями (Рис. 50) показывают, что значительное количество пород ВЭЗ отклоняется от диапазона «неконтаминированных» пород в сторону повышенных La/Sm и Gd/Yb, однако лишь небольшое число образцов, не содержащих видимых обломков, характеризуется Ba/Th отношением ниже, чем для неконтаминированных пород (Рис. 50). На РМ-нормированных спайдер-диаграммах видно, что все бесхромитовые породы (как с МС-оруденением, так и безрудные) по распределению несовместимых элементов соответствуют породам интрузии Норильск-1 (Рис. 49В-Е), а среди хромитоносных лишь некоторые отличаются большей обогащенностью и характерным для вмещающих пород Zr-Nf максимумом (Рис. 49А, Б). Изотопный состав Sr и Nd нескольких изученных образцов с хромитом показывает, что об интенсивной ассимиляции на уровне внедрения интрузии можно говорить только для одного из них (MP-31), тогда как другие по $\epsilon(\text{Nd})$ и, особенно, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близки к «мантийному компоненту» интрузий норильского типа [Yao and Mungall, 2021] и соответствуют слабokonтаминированным и неконтаминированным породам интрузии (Рис. 54, Таблица 12). Кроме этого, дополнительным маркером контаминации углистыми породами являются восстановленные составы хромита. Наиболее низкие $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ пропорции характерны для брекчий с обломками углистых пород, где контаминация очевидна (Рис. 35Г). Однако, и в некоторых образцах без минералого-петрографических признаков контаминации $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в хромитах

резко понижена, а V_2O_3 , наоборот, повышен (Рис. 28Е, З; 29В-Е). Наконец, для большинства хромитов ВЭЗ Fe^{3+}/Fe^{2+} в целом ниже, чем для хромитов пикритовых габбродолеритов интрузии Норильск-1 (Рис. 28Е).

Таким образом, мы предполагаем, что ведущим процессом первого, высокотемпературного, этапа формирования ВЭЗ была магматическая дифференциация. Выраженный валовый вклад вмещающих пород характерен для непосредственно контактовых пород: брекчий и гибридных габбродолеритов и, в ряде случаев, для пород МС-горизонта с хромитовой минерализацией.

Оценить фазовый и химический состав магмы, ответственной за формирование МС-горизонта проблематично из-за высокой неоднородности и интенсивного постмагматического преобразования пород. Тем не менее, состав исходного расплава (главным образом, содержания MgO и SiO_2) можно приблизительно оценить, исходя из валового состава слабоизмененного сравнительно однородного оливнивого габбродолерита с МС-оруденением (фрагмент образца МС24-324.3) и смоделировав для этой системы состав расплава в равновесии с наиболее магнезиальным оливнином из пород ВЭЗ (Fo_{82}). В силу высокой неоднородности породы, состав этого «модельного» габбродолерита оценивался по пропорциям породообразующих минералов в однородном и слабоизмененном шлифе. BSE-фотография шлифа была обработана в Adobe Photoshop CC 2019 таким образом, чтобы плагиоклаз, клинопироксен и оливин были окрашены контрастными однородными оттенками, затем с помощью инструмента «гистограмма» было подсчитано количество пикселей, приходящихся на каждую фазу (Рис. 65). Полученные пропорции: плагиоклаз 55%, клинопироксен 28%, оливин 16% - были пересчитаны на валовый химический состав участка на основе средних составов минералов (см. 4.3.). Содержание FeO , учитывая возможное искажение из-за присутствия хромита в породе, было взято из [Криволуцкая, 2011]. Далее этот состав (48% SiO_2 , 16% Al_2O_3 , 11.6% FeO , 9.7% MgO , 11.8% CaO , 2.4% Na_2O , 0.14% K_2O) был загружен в качестве «исходного расплава» в COMAGMAT 5.1 [Арискин и Бармина, 2000;

Ariskin et al., 2018], и проведена симуляция кристаллизации до равновесия расплава с Fo_{82} . Условия симуляции: буфер QFM-0.5 [Чайка и др., 2022], $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ равновесие – по [Борисов и Шапкин, 1989]. Состав получившегося «расплава» составлял 48.4% SiO_2 , 16.5% Al_2O_3 , 11.2% FeO , 8.7% MgO , 12% CaO , 2.5% Na_2O и 0.15% K_2O при температуре $\sim 1225^\circ\text{C}$. Полученные данные близки к оценкам состава исходного расплава для Талнахской интрузии (близкий аналог интрузии Норильск-1) (SiO_2 49.4%, MgO 8.1%) [Криволицкая, 2011], а температура – к максимальной оценке температур кристаллизации оливина МС-горизонта по оливин-хромитовому термометру: 1240°C [Чайка и др., 2022].

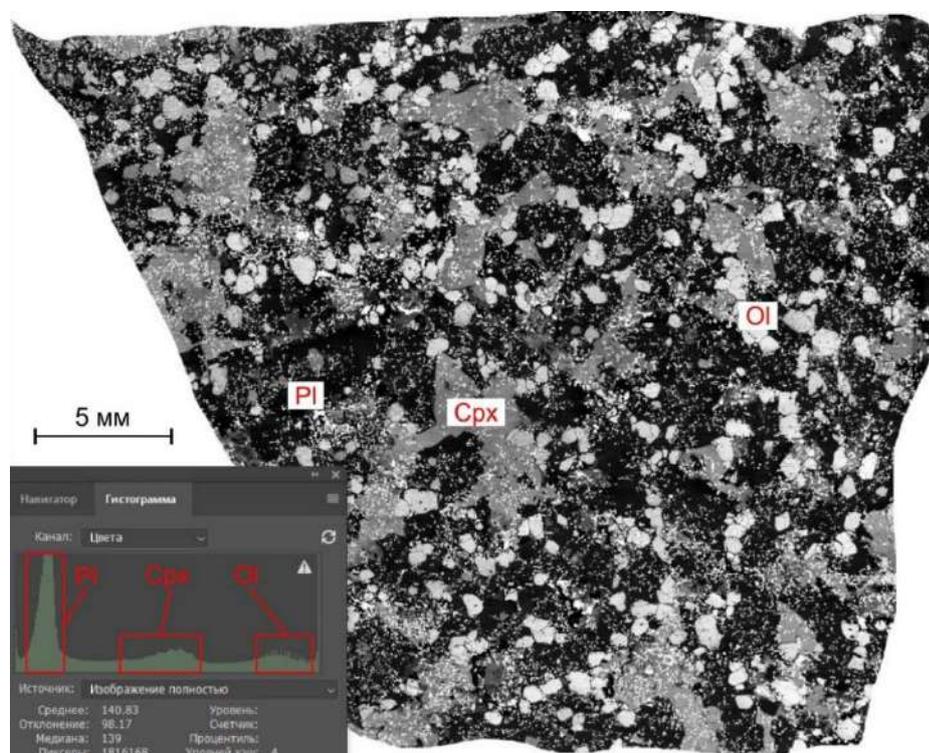


Рисунок 65. BSE-фотография шлифа фрагмента образца МС24-324.3, обработанная в Adobe Photoshop CC 2019 и диапазоны оттенков пикселей, соответствующих плагиоклазу, клинопироксену и оливину на гистограмме.

5.1.2. Постмагматический этап

Широкое распространение водосодержащих минералов, в том числе, низкотемпературных (хлорит, сапонит, ассоциация соссюрита) и интенсивное замещение магматических силикатов этими минералами указывает на существенную роль постмагматического этапа в формировании пород ВЭЗ в их конечном виде. Важность гидротермально-пневматолитового

минералообразования в генезисе МС-руд подчеркивалась С.Ф.Служеникиным [Sluzhenikin et al., 2020; Служеникин, 2000] и Э.М. Спиридоновым [Спиридонов и др., 2010], поэтому масштаб и характер этого этапа необходимо понимать.

Наши данные по составу хромита показывают, что его состав отличается для зерен в различных силикатах и между свежими и измененными силикатами. Разницу составов хромита в свежих силикатах можно отнести к магматическому этапу и объяснить разной диффузионной проницаемостью силикатов-хозяев для Mg и Fe и разной степенью переуравновешения хромита с остаточным расплавом [Irvine, 1967; Evans and Wright, 1972; Irvine, 1982; Dick and Bullen, 1984; Scowen et al., 1991; Barnes and Zhong-Li, 1999] (Рис. 31, 32). Однако, единственное объяснение «выравнивания» составов хромита в измененных силикатах на уровне Mg# 15 мол. % (Рис. 31), независимо от того, что представлял из себя минерал-хозяин, можно объяснить лишь постсолидусным изменением под действием флюидов. Более того, зерна железистого хромита-2, приуроченного главным образом к «вторичным» силикатам, крупнее, чем «первично-магматический» хромит-1 и нередко срastaются между собой гранями (Рис. 26Б-Д; 30). Наконец, в некоторых случаях хромит, находящийся во «вторичных» силикатах резорбирован или обрастает хромистым и титанистым магнетитом (Рис. 26Ж, З). Выявленные закономерности составов и морфологии хромита указывают на высокую интенсивность постмагматической гидротермальной стадии и предполагают существенную подвижность во флюиде Fe и Ti, содержание которых увеличивается в хромите по мере падения Mg#. Кроме этого, на этапе трансформации «магматического» хромита различия Fe^{3+}/Fe^{2+} отношения в хромите между образцами не сглаживаются, а, наоборот, становятся более проявленными и также влияют на количество TiO_2 в хромите-2 (Рис. 30).

Для ассоциаций, богатых водосодержащими и вторичными силикатами, также характерен апатит, состав которого изменяется от низко- до высоко-хлористого (Рис. 23). Причем высоко-Cl апатит типичен преимущественно в такситовых габбродолеритов с хромит-малосульфидной минерализацией и

обилием водосодержащих силикатов (Рис. 23). Тренд изменения состава апатита в таких породах аналогичен «гидротермально-пневматолитовому» тренду, определенному по апатиту интрузии Стиллуотер [Boudreau et al., 1985] (Рис. 23Б), и отвечает апатиту постмагматической генерации по [Серова и Спиридонов, 2018].

Наконец, следует отметить, что практически повсеместная ассоциация сульфидных обособлений с низко-Т силикатами, апатитом и хромитом-2 указывает на то, что эти сульфидные сегрегации находились под наиболее интенсивным и, вероятно, постоянным воздействием флюидов. Более того, пространственное распределение сульфидной минерализации в своеобразной сети, образованной ассоциациями водосодержащих силикатов (Рис. 37), указывает, что сульфиды как раз и располагались вдоль «путей миграции» флюидов. Учитывая, что температура кристаллизации сульфидного расплава, обогащенного халькофильными примесями, может быть гораздо ниже, чем силикатного мафического, можно предположить, что пространственное размещение сульфидных сегрегаций частично определяло расположение «зон повышенной проницаемости», так что сульфидная минерализация длительное время подвергалась воздействию гидротермальных процессов.

Исходя из этих предпосылок, можно утверждать, что после кристаллизации на магматическом этапе породы ВЭЗ и, в особенности, МС-горизонта претерпели интенсивную трансформацию под действием флюидов. На этом этапе образовались водосодержащие силикаты, высоко-С1 апатит, хромит-2, титанит и минералы некогерентных элементов. Сульфидные сегрегации с ассоциирующей МПГ-минерализацией, находились под наиболее интенсивным воздействием флюидов. Состав флюида оценить по имеющимся данным сложно, однако, исходя из состава апатита, можно предположить, что он содержал значительное количество С1.

Таким образом, полученные данные по минералогии и геохимии пород позволяют сформулировать первое защищаемое положение. *Ведущим процессом*

в образовании пород малосульфидного горизонта интрузии Норильск-1 была кристаллизационная дифференциация базитовой магмы (с MgO 8-9 мас. % и SiO₂ 48-49 мас. %) при ограниченном вкладе ассимиляции вмещающих пород, характерной для богатых хромитом ассоциаций МС-горизонта. На поздне- и постмагматическом этапе породы подвергались интенсивной флюидной проработке, существенно повлиявшей на окончательный состав и облик пород.

5.2. Происхождение хромитовой минерализации

5.2.1. Краткий обзор гипотез и общие соображения

Хром – рассеянный элемент с кларком около 140 ppm в земной коре [Rudnick and Gao, 2003] и содержанием в большинстве примитивных мантийных расплавов обычно не превышающим 1 мас. % [Bloomer and Hawkins, 1987; Liang and Elthon, 1990], поэтому образование крупных скоплений хромита, главного минерала-концентратора хрома в природе, требует специфических факторов. Генетические концепции образования хромититов в дифференцированных интрузиях можно объединить в три основных группы: (1) чисто-механическое накопление зерен акцессорного хромита, кристаллизующегося на ранней стадии эволюции расплава; (2) сдвиг физико-химических условий, ведущий к усилению кристаллизации хромита и/или подавлению кристаллизации сопутствующих силикатов с последующим механическим накоплением; (3) поздне- или постмагматическое отложение и переотложение хромита с помощью остаточных расплавов. Было показано, что механическая концентрация хромита может происходить благодаря градиенту плотности и гравитационной сортировке в потоке магмы [Eales, 2002; Forien et al., 2015], в процессе усадки пачки кумулятов [Maier et al., 2013], а также благодаря хорошей смачиваемости хромита флюидом и избирательного накопления его зерен пузырьками флюида в магме [Lipin et al., 1993; Matveev and Ballhaus, 2002; Schoneveld et al., 2020]. В качестве физико—химических факторов, благоприятствующих образованию скоплений хромита

(Рис. 66), предлагались: смешение между примитивной мафической и сиалической водосодержащей магмами [Irvine et al., 1977; Li et al., 2005], контаминация примитивной магмы водосодержащими фельзическими вмещающими породами [Irvine et al., 1975; Kinnaird et al., 2002; Spandler et al., 2005; Friedrich et al., 2020; Gonzalez-Perez et al., 2021], добавление флюида в примитивную магму [Veksler et al., 2020] или декомпрессионный сдвиг фазового равновесия в область насыщения расплава только хромитом [Latypov et al., 2018]. Поздне- и пост-магматические модели с концентрацией хромита на стадии инфильтрации поздних расплавов в основном предлагаются для дискордантных хромититов в офиолитах и Урало-Аляскинских комплексах [Пушкарев и др., 2016; Kutylev et al., 2021], однако и для стратиформных хромититов в дифференцированных (расслоенных) интрузиях такие гипотезы высказывались [Irvine, 1980].

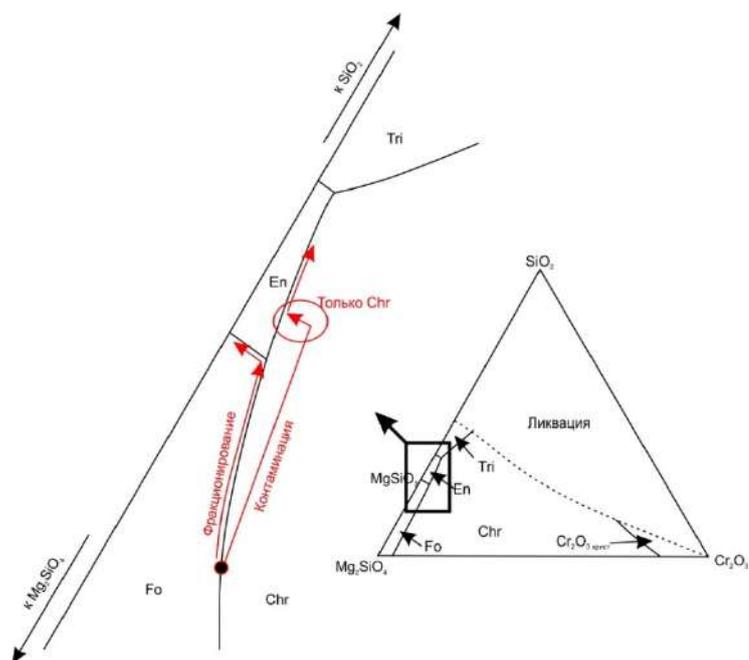


Рисунок 66. Фазовые равновесия в системе $Mg_2SiO_4-SiO_2-Cr_2O_3$ (по Keith, 1954 и Irvine, 1975). На масштабированном участке слева обозначены теоретические тренды фракционирования пикробазальтового расплава и его контаминации с сиалическим компонентом со смещением равновесия в область насыщения только хромитом.

В случае Норильска-1 и интрузий норильского типа в целом, хромитовые ассоциации не образуют, подобно хромититам Бушвельда, Стиллуотера, интрузии Рам и другим известным расслоенным интрузивам, стратиформных структур, а

проявлены в виде неправильных богатых хромитом шлиров размером 1-20 см, вмещаемых бесхромитовыми породами (Рис. 14А-В). Наблюдаемые петрографические характеристики богатых хромитом пород: распыленный характер вкрапленности (Рис. 12, 13, 14, 24А, Б), цепочечные структуры, не прерывающиеся на границе силикатных минералов (Рис. 24В-Е), а также отчетливая изменчивость состава в зависимости от минерала-хозяина (Рис. 30, 31, 32) – указывают скорее на то, что зерна хромита захватывались растущими силикатами *in situ* и не претерпевали существенного гравитационного накопления. В то же время, кольцевые текстуры хромита во многих образцах могут являться «теневыми текстурами» пузырьков флюида в расплаве (Рис. 13А, 25). Так, недавнее исследование [Schoneveld et al., 2020] образцов Талнахской интрузии, в которых такие структуры широко проявлены [Рябов и др., 2001], показало, что в объеме хромшпинелиды действительно образуют пеноподобное распределение. Поэтому возможно, что выделение флюидной фазы и налипание хромита к поверхности флюидных пузырьков в случае хромититов ВЭЗ интрузий норильского типа являлось одним из факторов накопления хромита.

В ходе исследования интрузий Норильского типа вопросу образования скоплений хромита в ВЭЗ и пикритовых габбродолеритах НЭЗ уделялось сравнительно немного внимания. Так, впервые хромитовая минерализация была описана Генкиным А.Д. (1979), который указал на принципиальное различие акцессорного хромита и хромитовых шлиров в пикритовых габбродолеритах, предположив, что последние образуются при кристаллизации богатой Si силикатно-окисной жидкости, несмесимой с пикритовым расплавом [Генкин, 1979]. Серия работ Рябова В.В. предлагает модель образования хромитоносных пород при флюидно-магматической дифференциации. По этой гипотезе, в верхних частях интрузий происходил активный привнос CO_2 , SiO_2 , H_2O , CaO и щелочей из нижележащих слоев прото-кумулятов, в результате чего (1) мафические минералы становились неустойчивыми и (2) происходил переход $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. Хром привносился в верхние горизонты восстановленными флюидами

из нижележащих пикритовых горизонтов, эти флюиды реагировали с Fe^{3+} , и Cr выпадал в виде оксида, по-видимому, частично связываясь с Fe^{3+} [Рябов и др., 1982; Рябов, 1984; Рябов и др., 2001]. Служеникин С.Ф. также связывает формирование хромитовой минерализации со смешением примитивной магмы с поздними флюидизированными продуктами дифференциации [Sluzhenikin et al., 2020], хотя в более ранних работах им высказывалась мысль о твердофазном, метасоматическом, росте хромита «поверх» силикатной матрицы [Служеникин, 2000].

Неоднородная текстура пород и интенсивное развитие водосодержащих минералов в достаточно магнезиальных породах (как для ВЭЗ, так и для пикритовых габбродолеритов с хромитовой минерализацией) свидетельствуют в пользу процесса «гибридизации» с участием флюидонасыщенного компонента и магм различного состава, предложенного ранее [Рябов и др., 1982; Рябов, 1984; Рябов и др., 2000; Sluzhenikin et al., 2020]. Однако, наши данные не подтверждают гипотезы о том, что среда минералообразования в ВЭЗ Норильска-1 была окисленная, содержала много Fe^{3+} и приводила к осаждению Cr из «восстановленных флюидов». Наоборот, восстановленные составы хромита и присутствие углистых пород в контактовых брекчиях указывают на аномально-восстановленную обстановку образования пород ВЭЗ.

5.2.2. Включения как реликты контаминированной среды

Многофазные силикатные включения, захваченные в зерна хромита, интерпретируются как первичные [Roedder, 1979] и, таким образом, могут являться реликтами его минералообразующей среды. Однако, учитывая посткристаллизационное изменение хромитов-хозяев включений, особенно на постсолидусном этапе, следует исключить те включения, которые могли быть так же изменены. Интенсивное развитие хлорита во включениях в хромитах с Mg# ниже 25-30 мол. % и признаки замещения этим хлоритом пироксенов во включениях (Рис. 55Е) может быть следствием такого изменения, тем более что

хромиты с $Mg\# < 25$ мол. % в целом характерны для измененных участков пород (Рис. 31). Более того, в некоторых включениях видно, что альбит образует неправильной формы «разводы» в стекле (Рис. 55Б) и, соответственно, может являться продуктом девитрификации или низкотемпературного изменения стекла. Таким образом, чтобы минимизировать искажения, вызванные вторичными изменениями ассоциации включений, мы будем рассматривать включения, чьи хромиты-хозяева имеют $Mg\# > 30$ (характеристика первично-магматических хромитов по Kamenetsky et al. (2001)) и те, по валовому анализу продуктов прогрева не наблюдаются роста Fe при падении SiO_2 (признак хлоритизации).

Включения, отвечающие этим критериям, в момент захвата содержали значительное количество расплава, о чем свидетельствует высокая пропорция силикатного стекла в их составе. Более того, при температуре $1250^\circ C$, которая примерно соответствует температуре кристаллизации оливина [Булгакова и Рябов, 1972; Чайка и др., 2022], большинство включений практически полностью расплавлены и содержат лишь незначительное количество оливина, который мог быть захвачен гетерофазно. Таким образом, мы заключаем, что либо (1) включения изначально захватывали расплав с подчиненным количеством оливина, либо (2) включения были захвачены как смесь расплава и некоторого количества твердых фаз, которые затем, уже после захвата, переплавились. Вне зависимости от варианта (1) или (2), поскольку количество нерасплавленного оливина в некоторых экспериментально-прогретых включениях в среднем не превышает 5, редко до 10 об. %, далее мы можем пренебречь наличием этого оливина и рассматривать составы экспериментально-полученных стекол в качестве приближения для валового химического состава включений.

Минеральный и химический состав включений резко отличаются от состава самих пород ВЭЗ и интрузии Норильск-1 в целом (Рис. 55, 60, 62). Некоторые бинарные тренды, образуемые составами включений, например положительная корреляция между MgO и Na_2O , не отвечают магматической кристаллизационной дифференциации (Рис. 62В). Более того, даже если бы вариации составов

соответствовали магматической дифференциации, сложно представить, что хромит, раннемагматический минерал, кристаллизовался из низко-Mg, низко-Ca, высоко-Si расплава, отвечающего по составу андезитам. Вероятнее, что тренды составов включений отражают смешение между относительно примитивным «крайним членом» с MgO около 10-12% и фельзитическим компонентом с низким или умеренным содержанием Na₂O и K₂O соответственно.

В свете того, что хромит, по-видимому, кристаллизовался вместе с силикатами во время внедрения интрузии или непосредственно *in situ*, в качестве фельзитического компонента можно рассмотреть (1) пелитовые породы осадочного чехла, (2) частичные выплавки из базальтов ивакинской свиты, образовавшиеся при контакте с горячей магмой или (3) привнесенные из нижележащих горизонтов интрузии высоко-дифференцированные расплавы. Чтобы проверить варианты (2) и (3), мы смоделировали фракционное плавление базальтов ивакинской свиты (средний состав взят из [Криволицкая и Рудакова, 2009]) и кристаллизации интрузии Норильск-1 используя программу COMAGMAT-5 [Арискин и Бармина, 2000; Ariskin et al., 2018]. Для второго расчета использовался средний состав интрузии Норильск-1 [Криволицкая, 2011] с фракционированием 50% оливина, 30% плагиоклаза и 0% клинопироксена, как примерно следует из строения интрузии и структур пород. Результаты моделирования показывают, что дифференциаты, полученные после 80-90% кристаллизации «родоначальной магмы» интрузии Норильск-1 не имеют нужного состава для предполагаемого фельзитического компонента, так как содержат слишком высокий Na₂O и еще большую концентрацию K₂O при степени кристаллизации >80% (Рис. 62В, Г). Расплав, полученный путем ~20% фракционного плавления базальта ивакинской свиты, с большей вероятностью может являться фельзитическим компонентом, так как содержания в нем SiO₂, CaO и Na₂O более соответствуют трендам смешения, полученным по включениям (Рис. 62А, Б, В). Однако, и в этом случае содержание K₂O превышает 7%, что не соответствует вариациям K₂O во включениях, за исключением обр. МР-14 (Рис. 62Г). Наконец, валовые составы аргиллитов и

алевролитов Норильского района [Czamanske et al., 2000] показывают, что некоторые из них (причем и девонского возраста, и тунгусской свиты) отличаются низкими содержаниями Na_2O и умеренными содержаниями K_2O и, следовательно, их разложение как раз и могло дать необходимый «фельзический компонент» (Рис. 62). Более того, присутствие кварца и рутила в кавернах скелетного хромита из брекчий и находки кордиерита в непрогретых включениях могут являться тугоплавкими реликтами, оставшимися после разложения аргиллитов и алевролитов.

Распределение несовместимых примесных элементов во включениях также информативно в определении природы фельзического компонента. РМ-нормированные спектры включений сильно отличаются от составов пород интрузии Норильск-1, включая те, что непосредственно вмещают эти хромиты. Вместо этого, форма их спектров близка и к аргиллитам тунгусской серии (максимумы по Zr и Hf), и к базальтам ивакинской свиты (высокие Ва/Th отношения) (Рис. 63). Однако, во многих случаях, включения содержат более высокие концентрации элементов-примесей, чем эти предполагаемые источники фельзического компонента. Тем не менее, в случае с базальтами ивакинской свиты это можно объяснить малыми степенями плавления этих базальтов в ходе ассимиляции, которые обеспечили сравнительную обогащенность «ксенорасплавов» несовместимыми примесными элементами. Случай с ассимиляцией аргиллитов более сложный и требует детального рассмотрения. Согласно результатам недавних исследований [Maksimov and Grebennikov, 2022], ассимиляция и разложение пелитовых пород в мафической магме начинается с их интенсивной дезинтеграции и инконгруэнтного плавления, в ходе которого образуются высоко-Si расплав и высоко-Al тугоплавкий остаток. Промежуточные продукты ассимиляции представляют собой бухиты – агрегаты, состоящие из тугоплавких минералов (шпинель, кордиерит, кварц) и стекла в различной пропорции. Эти тугоплавкие остатки обогащены Zr, Hf и Nb [Maksimov and Grebennikov, 2022], в то время как расплавы и флюиды обогащены U, Th и РЗЭ за

счет термического разложения органики, филлосиликатов и карбонатов [Arbuzov et al., 2019; Wang et al., 2019] (Рис. 67А-В). Дальнейшая реакция между магмой и ксенолитом при высокой температуре приводит к полной переработке вещества ксенолита, которое, как правило, неравновесно с базитовой магмы, и в результате остается лишь геохимическая аномалия (Рис. 67Г), которая в условиях конвекции магмы может также сгладиться (Рис. 67Д).

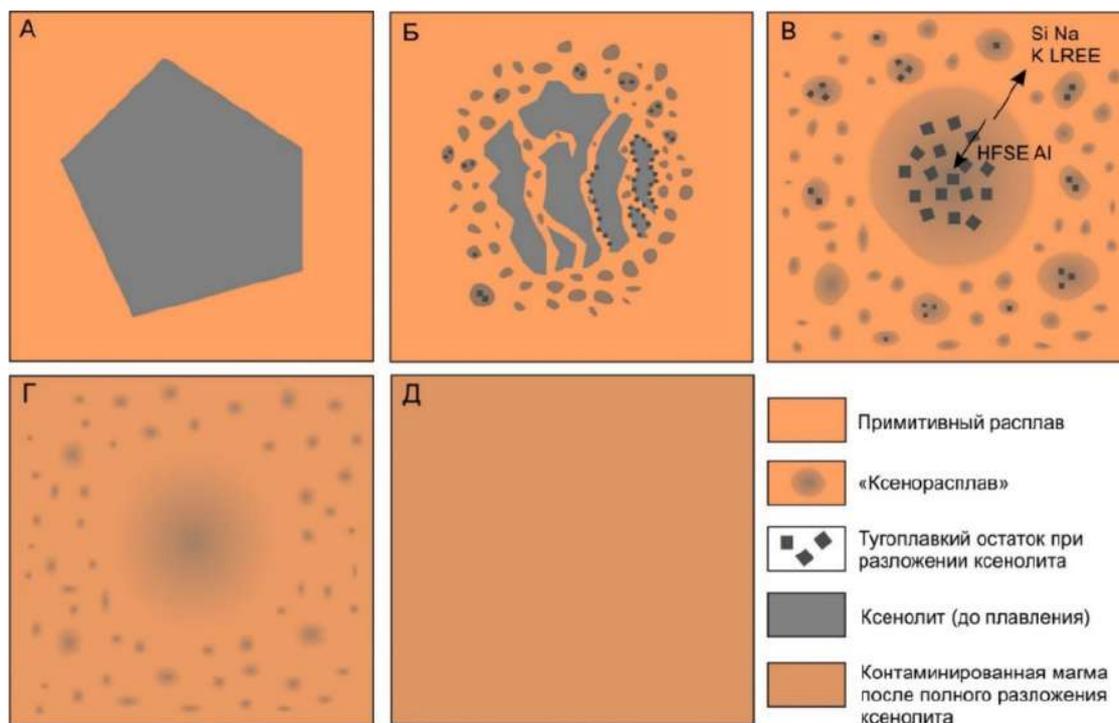


Рисунок 67. Графическая схема процесса разложения пелитового ксенолита в основной магме (по Maksimov and Grebennikov, 2022). (А) – попадание ксенолита в магму, (Б) – механическая дезинтеграция и начало инконгруэнтного плавления, (В) – инконгруэнтное плавление с образованием «бухитов», (Г) – разложение тугоплавких фаз, образование геохимической аномалии, (Д) – сглаживание геохимической аномалии.

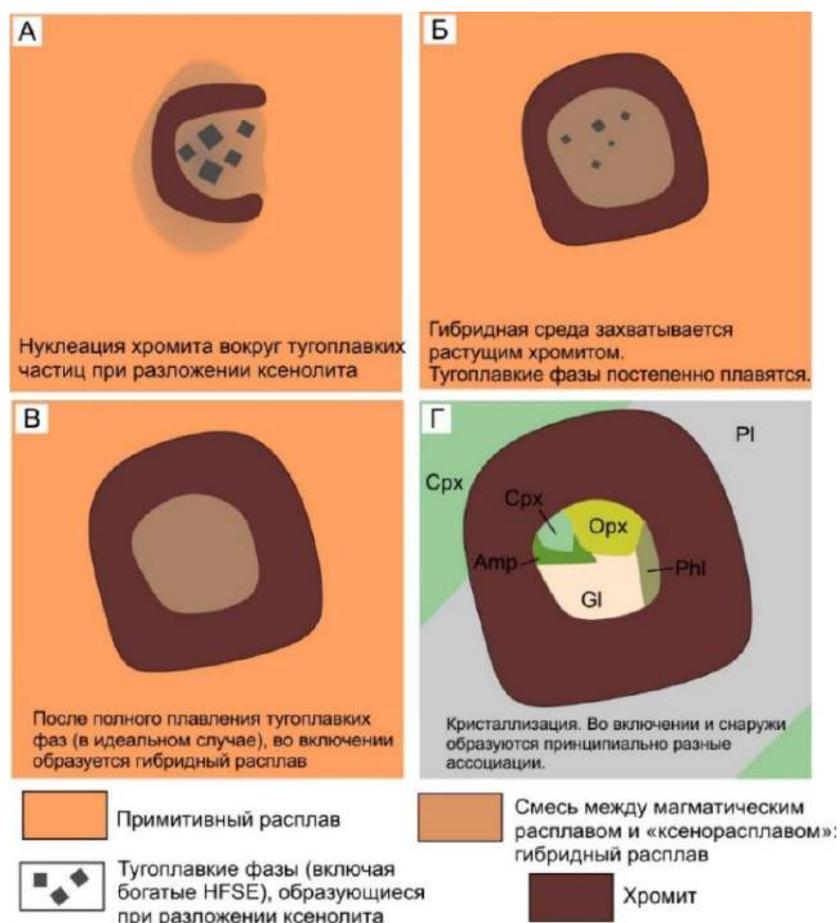


Рисунок 68. Графическая схема образования включений в хромшпинелидах.

Процесс разложения пелитовых осадочных пород в магме применим и к случаю со взаимодействием магмы с аргиллитами тунгусской серии и образованию включений в хромите. По данному сценарию валовые составы включений как раз и должны представлять собой смесь между базитовым расплавом (богатым Mg и Ca), «ксенорасплавами» (обогащенными PЗЭ, U и Th) и относительно тугоплавким остатком, содержащим повышенные концентрации Nb, Ta, Zr и Hf. В ходе этого процесса кристаллики и агрегаты этого тугоплавкого остатка могли играть роль центров нуклеации для хромита, тем более что они должны были содержать изоструктурную хромиту шпинель [Maksimov and Grebennikov, 2022] (Рис. 68А). После захвата, тугоплавкие ассоциации продолжали реагировать с расплавом, образуя новый «гибридный расплав», заключенный во включениях (Рис. 68Б, В). При охлаждении, из этого гибридного расплава формировалась ассоциация ортопироксен + клинопироксен + Na-

флогопит + амфибол + кислое стекло (Рис. 68Г). Таким образом, различия состава между включениями и породами, несущими хромитовую минерализацию, можно объяснить тем, что гибридная среда включений эволюционировала в закрытой системе, тогда как вне включений геохимические «метки» ассимилированного вещества многократно разбавились магматическим компонентом и, вдобавок, испытали постмагматическое наложение.

5.2.3. Хромитоносные брекчии как свидетельство кристаллизации хромита при контаминации

Текстурные и минералогические взаимоотношения между ксенолитами и хромитами в брекчиях также несут информацию о генезисе хромитовой минерализации. Во-первых, скелетные кристаллы хромита, располагающиеся на поверхностях ксенолитов или поблизости (< 3 мм) (Рис. 34) свидетельствуют о быстрой кристаллизации хромита в ходе реакции расплава с ксенолитом в условиях резкого термического и химического градиента. Вероятно, что мелкие кристаллики хромита, которые встречаются в трещинках ксенолита, также образовались при просачивании расплава в трещинку и его реакции с веществом ксенолита (Рис. 34В).

Кроме этого, морфология хромита в брекчиях помогает понять происхождение изученных включений. Во-первых, в хромитах из брекчий включения встречаются гораздо чаще по сравнению с другими породами, указывая на связь высокой степени контаминации и образования включений. Во-вторых, морфологический ряд от скелетных до «атоллообразных» зерен с крупными включениями в центре, по-видимому, отражает различные скорости скелетного роста хромита в ходе реакции ксенолита с расплавом (Рис. 34Д, Е). Мы предполагаем, что при наибольших скоростях роста (экстремальные градиенты) образуются скелетные хромиты «кружевной» морфологии, в менее экстремальных условиях – переходной морфологии (кружевные с крупным включением в центре), а в условиях более сглаженного градиента –

атоллообразные зерна с включением в центре либо множественными включениями (Рис. 69). Также возможно, что зерна с включением в центре образуются при перекристаллизации кружевных скелетных хромитов. В любом случае, хромиты из брекчий захватывали во включения именно ту гибридную среду, которая формировалась непосредственно на фронте взаимодействия ксенолита и расплава (Рис. 69). К тому же, кварц и рутил, в большом количестве встречающиеся в интерстициях кружевных зерен хромита и во включениях в аттолообразном хромите, могут представлять остатки тугоплавкой ассоциации, формирующейся при разложении ксенолита (см. раздел 5.2.2.).

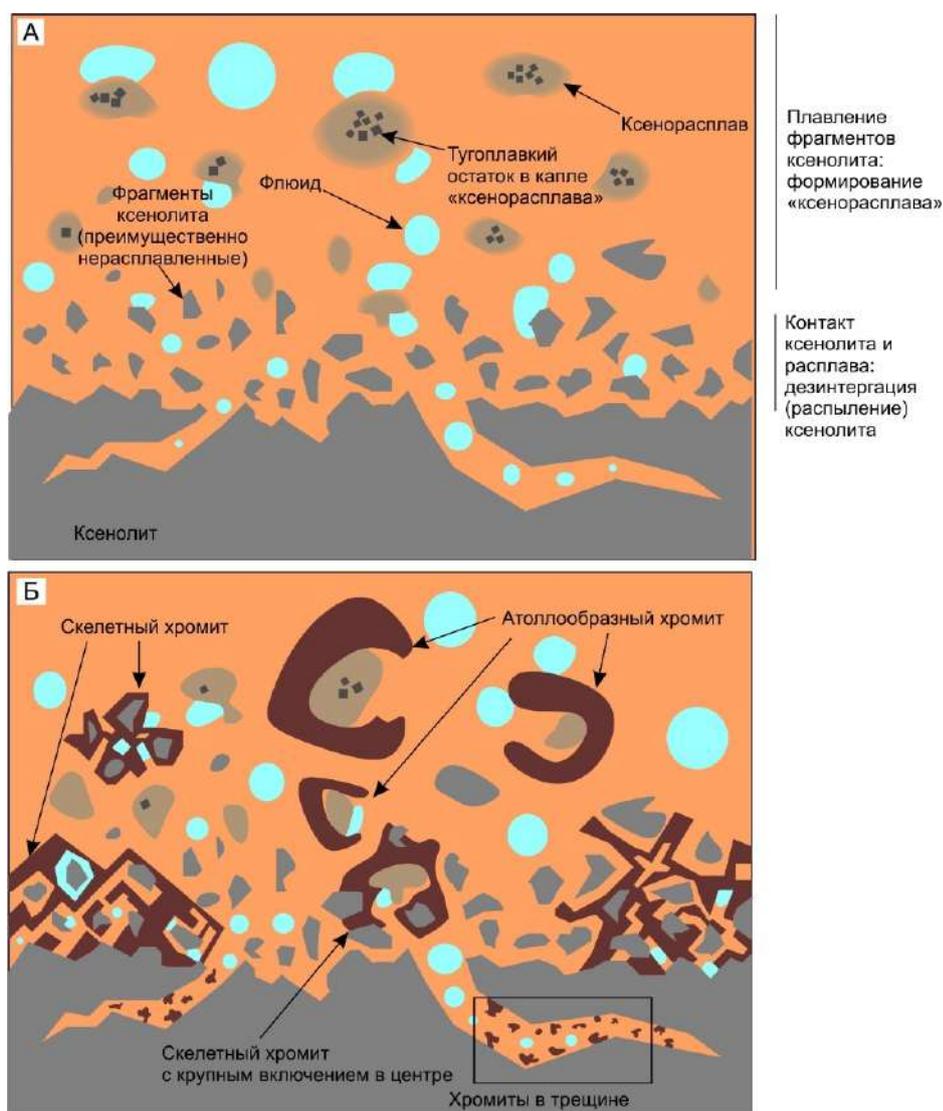


Рисунок 69. Графическая схема процессов в зоне реакции ксенолита пелитового состава с пикробазальтовым расплавом и образования морфологий хромита, характерных для брекчий. (А) – общая схема граничной зоны между ксенолитом и расплавом; (Б) – кристаллизация различных видов хромита в зависимости от условий и места роста.

Характерно, что хромиты с реликтами кружевной морфологии – множественными ориентированными микрофиссурами внутри зерна – встречаются и в тех образцах, где нет явного присутствия ксенолитов (МС24-324.0, МС24-321.9) (Рис. 56Б). Также к проявлению хромитов, характерных для брекчий и нехарактерных для других пород, можно отнести индивид хромита сложной формы из обр. МР-14 (Рис. 26И). Эти находки, наряду с низкими Fe^{3+}/Fe^{2+} отношениями в хромитах МС-горизонта и схожестью составов включений в хромитах минерализованных пород, подтверждают сингенетичность хромитовой минерализации в брекчиях и остальных породах и поддерживают гипотезу о важной роли ассимиляции в образовании хромитоносных пород.

5.2.4. Фазовые взаимоотношения в гибридной среде

Рассмотрим теперь фазовые взаимоотношения в системах, упрощенно-аналогичных изучаемым. Хотя исследования по фазовым равновесиям проводилось для систем с fO_2 соответствующим большинству мафит-ультрамафитовых магм (буферы WM-NNO), в то время как поступление C^o в систему из углистых пород сдвигало буфер в более восстановленные области, на данном этапе мы будем исходить из предположения, что в изучаемом случае основные принципы равновесий в системе CMAS+Cr выполнялись.

Экспериментальные исследования и использование природных данных позволили перейти от «модельной» системы $MgO-SiO_2-Cr_2O_3$ (Рис. 65) к более сложным. Так, были установлены изотермические равновесия в системе $Mg_2SiO_4-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-MgCr_2O_4$ -расплав (An-Di-Fo-Chr) (Рис. 70А), которые показали, что с увеличением концентрации Al_2O_3 и CaO растворимость магнезиохромита в расплаве падает от ~1-1.5% (высоко-Mg расплавы с малым содержанием Al_2O_3 и CaO) до ~0.12% (псевдоэвтектика An+En+Chr+ SiO_2). Таким образом, теоретически обоснована возможность кристаллизации большого количества хромита (как единственного кристаллизующегося минерала) при смешении высокомагнезиального компонента и компонента, богатого Si, Ca и Al [Irvine and

Sharpe, 1986; Latypov et al., 2018]. Эти построения подтвердили гипотезу о происхождении хромититов в ортопироксен-нормативных системах (например, Бушвельдская интрузия) при гибридизации расплавов, или контаминации. Однако, как по данным минерального состава, так и по нормативному пересчету, дифференциация в интрузиях норильского типа описывается в приближении системы An-Di-Fo, а не An-SiO₂-Fo. Соответственно, требуется проверить, могут ли принципы равновесия хромит-силикаты-расплав, описываемые в системе An-Di-Fo-Chr, быть применимы для продуктов гибридизации магмы, «исходной» для интрузии Норильск-1 с аргиллитами.

По результатам CIPW-пересчета, состав «исходной» для интрузии Норильск-1 магмы находится вблизи точки А на плоскости Fo-An-Di (Рис. 70Б). Нормативный состав «контаминанта», низко-Na аргиллита Норильского района, лежит в секторе «кварц-корунд-энстатит» плоскости SiO₂-Al₂O₃-MgO, примерно на одинаковом с точкой А расстоянии от плоскости SiO₂-MgO-CaO, так как для обоих компонентов Al₂O₃ приблизительно одинаков (13-15%) (Рис. 70В). Если принять, что в среднем пропорция примитивной магмы к контаминанту в среде кристаллизации хромита составляла от 3/2 до 1/1, как следует из состава включений (Рис. 62), положение точки С (гибридная среда) окажется вблизи плоскости An-SiO₂-Fo (Рис. 70Б, В), что подтверждается и CIPW-пересчетом среднего состава включений. Таким образом, если изобразить полученные составы «исходной» магмы и включений на диаграмме An-Di-SiO₂-Fo, то при контаминации (отрезок АС на Рис. 70В) состав среды становится ортопироксен-нормативным. Причем, поскольку поверхности двойной пертитектики Fo-En и двойной котектики SiO₂-En простираются до весьма высоко-Са составов (Рис. 70В), то поведение гибридных составов, по-видимому, можно описывать в системе An+En+SiO₂, даже если они содержат некоторое количество нормативного диопсида.

Рассмотрим теперь равновесия в системе An-Di-Fo-Chr для гибридных составов. Как видно из области составов включений, спроецированных на

плоскость An-SiO₂-Fo, они не достигают области наименьшей растворимости хромита (Рис. 70А, В), поскольку добавление аргиллитового компонента повышает лишь SiO₂ и мало влияет на Al₂O₃ и CaO. Однако, даже добавление одного SiO₂ в этом случае также может привести к смещению равновесия в область кристаллизации хромита по принципу, описанному в [Keith, 1954; Irvine, 1975] (отр. А*С* на Рис. 70В). Таким образом, показано, что эффект контаминации в рассматриваемом случае принципиально аналогичен таковому, описанному в Irvine et al. (1975) и Irvine et al. (1977) (Рис. 65) и может сдвинуть фазовые отношения в системе в область кристаллизации только хромита.

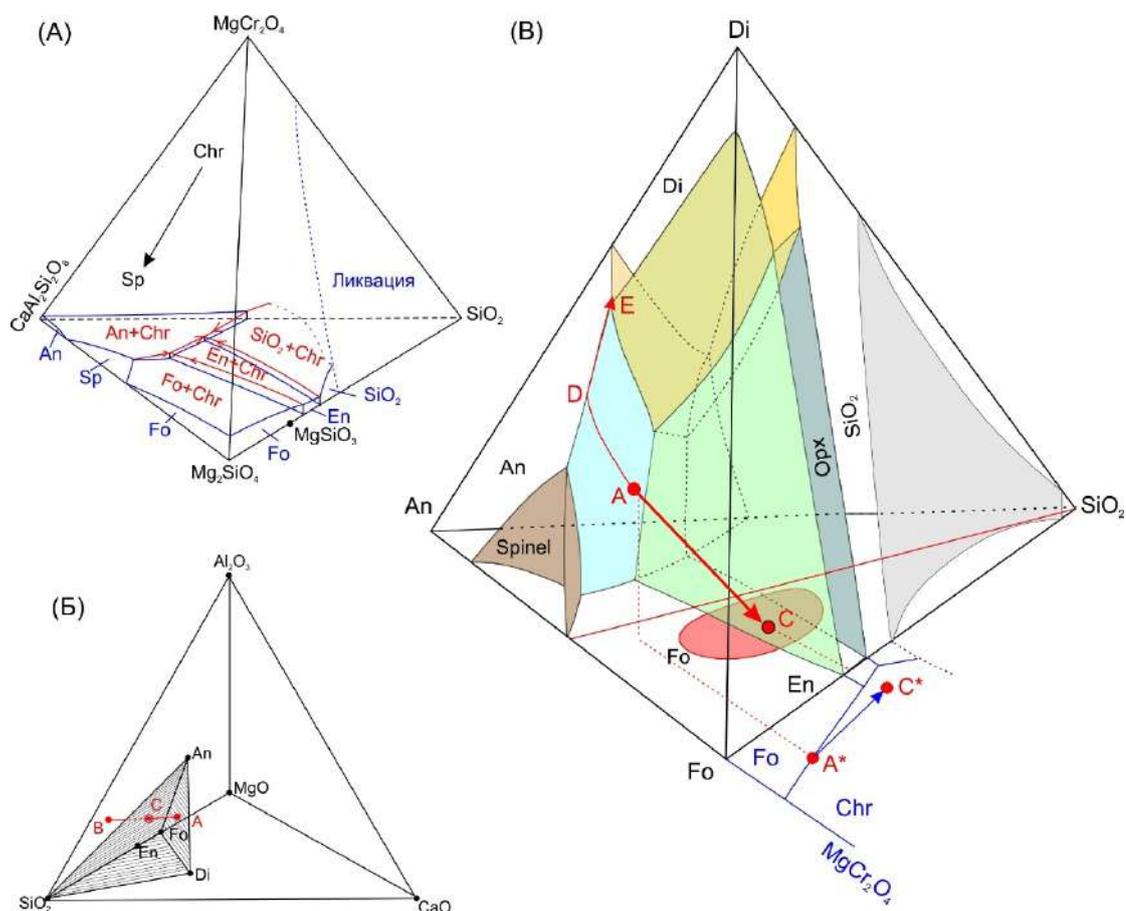


Рисунок 70. Фазовые взаимоотношения в мафической магме при контаминации и образовании хромита. (А) – псевдоизотермическая фазовая диаграмма для системы Mg_2SiO_4 - $CaAl_2Si_2O_8$ - SiO_2 - $MgCr_2O_4$ -расплавы [Irvine and Sharpe, 1986; Latypov et al., 2018]; (Б) – диаграмма парагенезисов для системы CMAS [Schairer, 1957] с заштрихованными поверхностями сектора An-Fo-Di-SiO₂ и положениями фигуративных точек «исходного» расплава (А), контаминанта (В) и гибридной среды (С); (В) – псевдоизотермическая фазовая диаграмма An-Fo-Di-SiO₂ с нанесенными плоскостями фазовых равновесий [Presnall et al., 1978; Irvine and Sharpe, 1986]; тренд А-Д-Е – нормальная дифференциация «исходной» магмы, тренд А-С – контаминация; красное поле на плоскости An-Fo-SiO₂ пересчитанные по CIPW составы включений в хромите; синим цветом обозначен фрагмент диаграммы Mg_2SiO_4 - SiO_2 - Cr_2O_3 , примыкающий к ребру Fo-SiO₂ с с положением проекций точек А и С (А* и С* соответственно).

Наконец, надо учесть влияние щелочей, в частности K_2O , поскольку его содержание увеличивается за счет контаминации по сравнению с «примитивной магмой» (Рис. 62Г). Согласно экспериментальным данным [Roedder, 1951; Roedder, 1959], добавление в валовом составе среды 2% K_2O (4% в пересчете на систему $(SiO_2+K_2O) - Fo$) в результате гибридизации приведет к сильному расширению поля стабильности энстатита и сокращению поля минералов SiO_2 (Рис. 71А), что, в свою очередь, пропорционально сдвинет и равновесия в системе $MgO-(SiO_2+K_2O)-Cr_2O_3$ [Irvine, 1975] (Рис. 71Б). Детальные экспериментальные исследования Н. Т. Ирвайна [Irvine, 1975] показали, что в системе с K_2O по сравнению с бескалиевой системой совокупность трендов контаминации (вертикальная плоскость на диаграмме $(Fo-(SiO_2+nK_2O)-Cr_2O_3-T^\circ C)$) с большей вероятностью пересечет поверхность «хромит+расплав» именно за счет расширения стабильности энстатита (Рис. 71Б). Следовательно, в рассматриваемом случае добавление K_2O (и, возможно, Na_2O) также способствует снижению растворимости хромита и его кристаллизации в качестве единственной фазы.

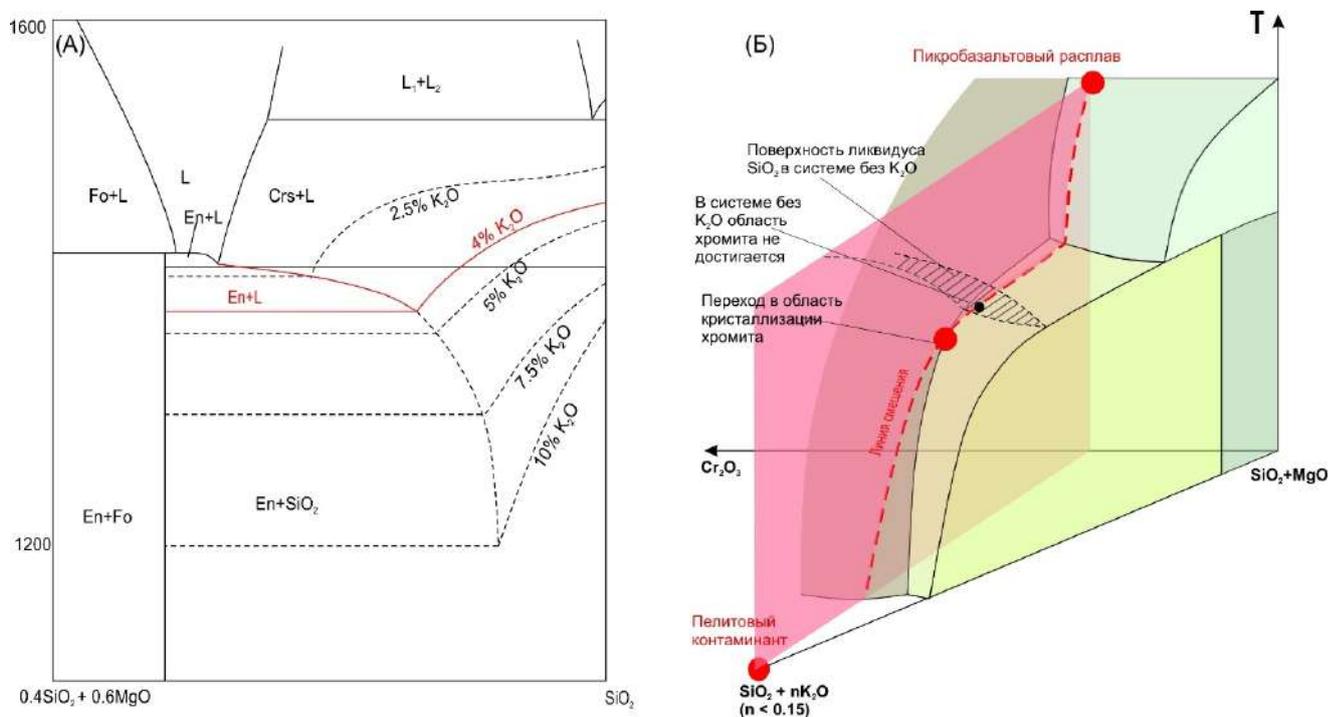


Рисунок 71. Фазовые диаграммы, иллюстрирующие эффект добавления K_2O на равновесие энстатит- SiO_2 и поле стабильности хромита. (А) – фрагмент бинарной диаграммы $MgO-SiO_2-T$;

пунктиром показан сдвиг равновесий при добавлении различных пропорций K_2O [Roedder, 1959], красной линией – предполагаемые равновесия для примеси K_2O , эквивалентной изучаемому случаю. (Б) – фрагмент тройной диаграммы $MgO-(SiO_2+nK_2O)-Cr_2O_3-T$; красной плоскостью показан тренд контаминации, заштрихованная поверхность – фрагмент ликвидуса SiO_2 в системе без K_2O (по Roedder, 1959; Irvine, 1975).

5.2.5. Генетическая схема образования хромитовой минерализации в интрузии Норильск-1

Исходя из полученных данных, генетическая схема образования хромитовой минерализации в интрузии Норильск-1, должна удовлетворять следующим условиям и объяснять следующие характеристики:

1. Массовая кристаллизация хромита произошла в ходе реакции примитивной магмы с ксенолитами аргиллитов и алевролитов и, менее вероятно, базальтов ивакинской свиты.
2. Хромит захватывался в силикатные минералы *in situ*, и зерна хромита не подвергались существенному механическому перемещению после кристаллизации.
3. Хромитоносные породы содержат большое количество водосодержащих минералов, часто – много миндалин, а для текстур хромитовой вкрапленности характерны кольцевые мотивы, которые в 3D напоминают «пену» (наши данные и [Рябов и др., 2001; Schoneveld et al., 2020]).
4. Хромитоносные породы характерны для верхней эндоконтактной зоны, встречаются в виде такситовых обособлений в пикритовых габбродолеритах главной дифференцированной зоны и не характерны для такситовых габбродолеритов нижней эндоконтактной зоны.

Допустим, что попадание в примитивный расплав ксенолита (Рис. 72А) провоцирует пересыщение некоего контаминированного объема по хромшпинелиду (Рис. 70В, 71Б), и часть Cr_2O_3 резко выпадает в виде хромита. Но для образования скоплений хромита, в которых содержание Cr_2O_3 превышает фоновое в 10-100 раз, необходим длительный приток Cr_2O_3 в область кристаллизации. Этот приток может быть как химический (диффузия по

градиенту концентрации), так и физическим (свежие порции магмы, «омывающие» контаминированную область и частично с ней смешивающиеся). Диффузия Cr в базальтовых и пикробазальтовых расплавах слишком медленная ($<10^{-20}$ м²/с) [Leshner, 2010], чтобы обеспечить эффективный приток Cr. Поэтому более вероятно, что Cr поступал в область кристаллизации вместе с потоком относительно примитивной магмы вокруг зоны разложения ксенолита (Рис. 72Б).

Далее, требуется некий механизм, чтобы (1) поддерживать в течение некоторого времени обособленное существование «контаминированного» объема от остальной магмы и (2) предотвратить рассредоточение кристаллизующегося хромита и захватывать его кристаллики *in situ*. При разложении ксенолитов высвобождается большое количество Si, который должен резко усилить степень полимеризованности расплава и, следовательно, повысить его вязкость. Это приведет к тому, что контаминированные объемы магмы образуют сгустки, рассеивание которых в магме, будет достаточно медленным, чтобы в течение некоторого времени реагировать с окружающим неконтаминированным расплавом (Рис. 72Б, В). Также увеличение суммарной вязкости при контаминации будет происходить благодаря более интенсивной «гетерогенизации» среды в этих областях за счет большего количества твердых фаз, взвешенных в расплаве, и дегазации ксенолитов, приводящего к вспениванию среды (Рис. 72Б, В). Кроме того, эти факторы (повышение вязкости жидкой фазы и увеличение эффективной вязкости в целом) будут препятствовать рассеянию и оседанию кристалликов новообразованного хромита, а последующая сравнительно быстрая кристаллизация силикатной матрицы в кровле интрузии приведет к быстрому захвату хромита в силикаты (Рис. 72В). При таком ходе процесса ассимиляция и кристаллизация хромита может происходить не только (и не столько?) в строгом смысле *in situ* (на уровне внедрения интрузии), но и при подъеме магмы и ее прохождении через осадочные толщи (Рис. 72).

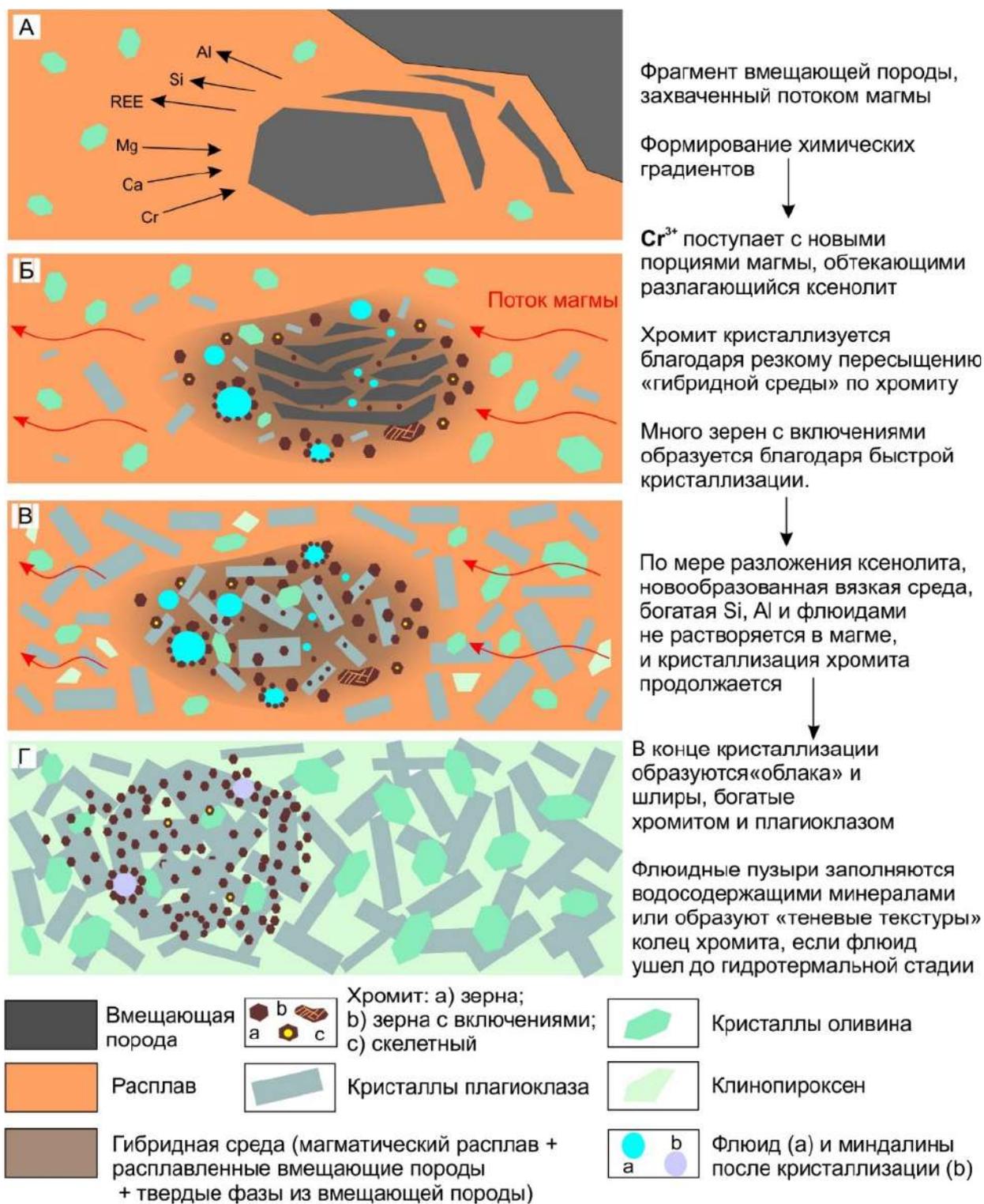


Рисунок 72. Графическая схема образования хромитовых шлиров при контаминации магмы, «исходной» для интрузии Норильск-1 пелитовыми осадочными породами.

Наконец, чтобы объяснить преимущественную локализацию хромитовой минерализации в ВЭЗ, можно предположить два механизма: (1) всплывание контаминированных объемов магмы с хромитом за счет вспенивания (аналогично

[Lipin et al., 1989; Matveev and Ballhaus, 2000]) и (2) преимущественное образование хромитов в верхнем горизонте за счет магматической эрозии и обрушения кровли при внедрении и становлении интрузии [Kruger and Latypov, 2021]. Учитывая отсутствие хромитовой минерализации в такситовых габбродолеритах НЭЗ, более логично предположить именно подъем скоплений хромита благодаря вспениванию. Если рассматривать такситовые габбродолериты нижнего и верхнего эндоконтактов как сингенетичные формирования, образование которых предшествовало внедрению главной дифференцированной зоны [Лихачев, 1965; Zolotukhin, 1969; Likhachev, 1994; Zen'ko and Czamanske, 1994; Czamanske et al., 1995; Tolstykh et al., 2020] (Рис. 73), то в ходе этого процесса контаминированные сгустки, богатые хромитом, должны были скапливаться в верхних частях интрузии, независимо, образовались ли они при подъеме магмы или на уровне становления (Рис. 73Б, В) В то же время, по-видимому, некоторая часть скоплений хромита не успела подняться на верхний уровень до того как произошло внедрение главной дифференцированной зоны и было захвачено этим внедрением, образовав шпирь и включения в пикритовых габбродолеритах (Рис. 73Г).

Таким образом, обосновано второе защищаемое положение работы о том, что *хромитовая минерализация верхнего эндоконтакта сформировалась в результате ассимиляции пикробазальтовой магмой аргиллитов и углистых пород вмещающей осадочной толщи. Ключевыми факторами массовой кристаллизации хромита являлись: сдвиг фазовых равновесий в область насыщенности расплава хромитом и интенсивное выделение пузырьков флюида, обеспечившее адгезию хромита и его флотацию в верхние части интрузии.*

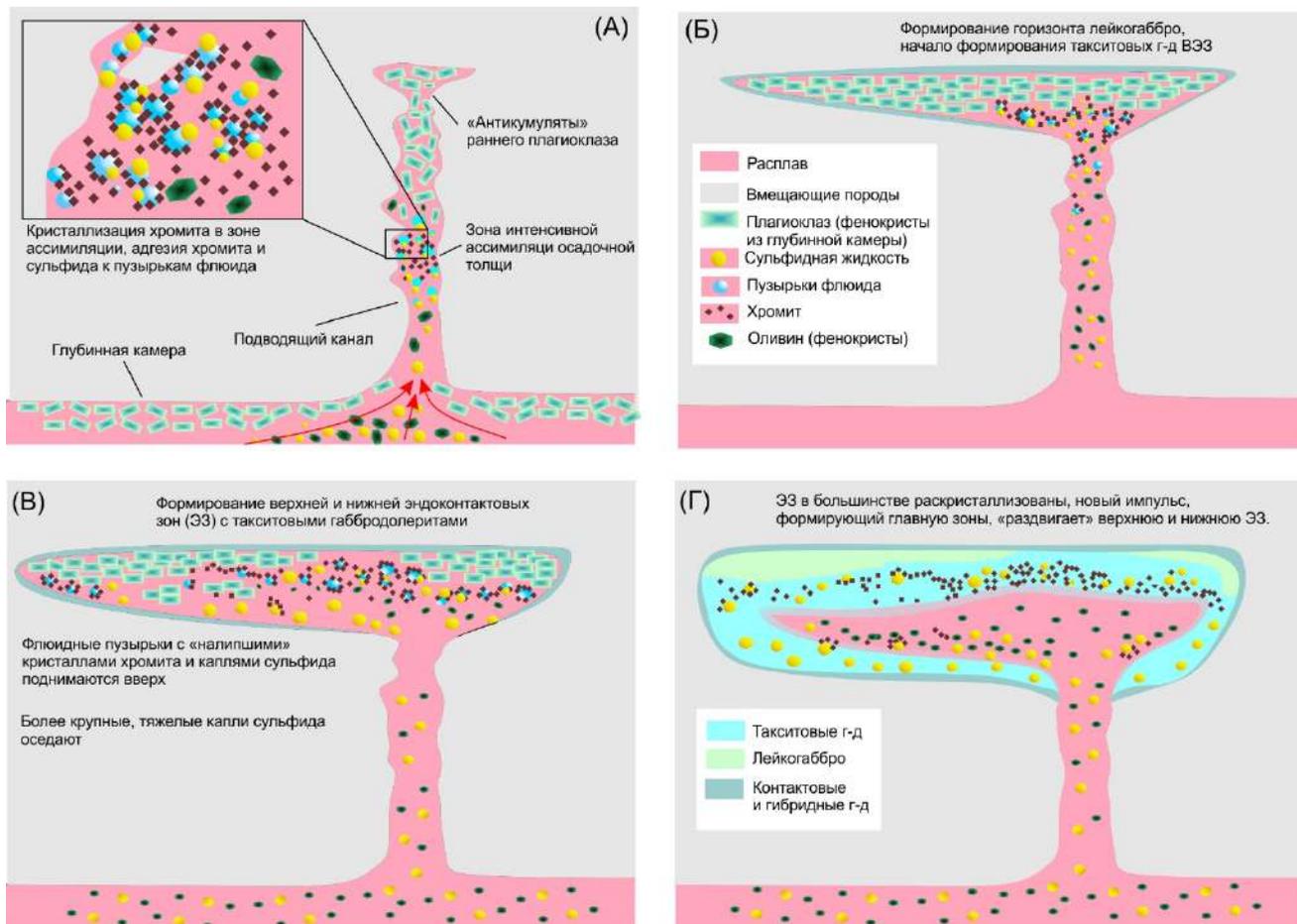


Рисунок 73. Упрощенная графическая схема образования хромитовой минерализации, объясняющая ее пространственное положение, взаимоотношение с горизонтом лейкогаббро ВЭЗ и связь хромитовой и ЭПГ-сульфидной минерализации. Пояснения см. на рисунке и в разделах 5.2.4., 5.3.1. и 6.1.

5.3. Происхождение МС-горизонта и проблема высокого тенора МС-руд в интрузиях Норильского типа

5.3.1. Роль раннемагматического концентрирования ЭПГ в сульфидной жидкости

Высокий тенор ЭПГ как главная отличительная характеристика МС-руд интрузий Норильского типа (в 10-100 раз выше, чем для массивных и вкрапленных руд) отмечался исследователями практически с самого открытия МС-горизонта [Смирнов, 1966; Рябов, 1992; Дистлер, 1994, Служеникин, 2000, Служеникин и др., 2016]. Происхождение этой особенности в настоящем остается неясным. Утверждалось, что «классическая» модель магматического концентрирования ЭПГ в сульфидном расплаве не могла обеспечить такой скачок

тенора ЭПГ в верхнем горизонте и главная роль отводилась концентрированию ЭПГ в остаточном флюидонасыщенном расплаве [Рябов, 1992; Дистлер, 1994]. Тем не менее, впоследствии высказывались гипотезы, основанные на этой «классической» модели, которые предполагали, что причиной высокого тенора мог стать длительный транспорт капель сульфида, прилипших к пузырькам флюида, в потоке магмы, обеспечивший аномально высокий R-фактор [Schoneveld et al., 2020] или что к росту тенора привела дегазация сульфидного расплава с переходом большинства S во флюид [Gritsenko et al., 2022]. Кроме этого, исследование Tolstykh et al. (2019) предлагало, что часть МПГ могли кристаллизоваться непосредственно из силикатного расплава, что привело бы к росту соотношения ЭПГ/сульфид. В этом разделе мы обсудим возможные механизмы концентрации ЭПГ в МС-горизонте интрузии Норильск-1 и попытаемся сформулировать генетическую схему образования МС-оруденения, применимую и к другим интрузиям Норильского типа.

Как упоминалось в начале работы, формирование платиновой минерализации в хромит-сульфидных ассоциациях может быть связано как с кристаллизацией хромита, так и с отделением сульфидной фракции. В случае МС-горизонта интрузии Норильск-1 (1) МС-оруденение наблюдается как в хромитовых, так и бесхромитовых породах (Рис. 53А), (2) в подавляющем большинстве МПГ находятся либо непосредственно в сульфидах, либо в тесной ассоциации с ними (Рис. 41-46) и (3) валовые концентрации ЭПГ отчетливо коррелируют с Cu и Ni: сильно халькофильными элементами, концентрирующимися исключительно в сульфиде (Рис. 51В). Эти факты свидетельствуют о том, что первичным концентратором МПГ в рассматриваемом случае является сульфид (сульфидная жидкость на высоко-Т этапе формирования пород).

Сульфиды в породах МС-горизонта часто образуют каплевидные формы, схожие с сульфидами из вкрапленных руд, которые не «растекаются», а сохраняют округлую форму (Рис. 36В, Г; 38А, Б). Кроме этого, такие

капельвидные сульфиды не содержат кристалликов хромита, а хромит, в свою очередь, содержит включения сульфидов (Рис. 57). Следовательно, значительная часть сульфидной жидкости существовала в системе раньше хромита. Для того чтобы выяснить, происходила ли силикатно-сульфидная ликвация на уровне становления интрузии или магма внедрялась уже с порцией несмеси сульфидной жидкости, рассмотрим количество сульфида в породах относительно его растворимости в расплаве. Сравнение валового содержания S в породах МС-горизонта с ее растворимостью в силикатном расплаве, близком к «исходному» составу для интрузий норильского типа показывает, что, за редким исключением, содержания S в рудоносных породах гораздо выше предела растворимости, рассчитанного с помощью COMAGMAT 5.1 [Ariskin et al., 2018] (Рис. 74). Это указывает либо на механическое накопление сульфидной жидкости после ликвации на уровне становления интрузии, либо на внедрение уже существовавшей силикатно-сульфидной эмульсии. Учитывая сравнительно быструю кристаллизацию пород ВЭЗ и то, что значительная часть сульфидов сохранила капельвидную форму, а не растеклась, наиболее логичен второй вариант. Более того, создание высокого тенора ЭПГ ($C_{sulfide}$) при магматическом процессе (уравнение 1), даже учитывая высокие коэффициенты распределения ЭПГ между сульфидным и силикатным расплавами (D) требует длительной реакции сульфида с силикатной магмой (высокий R-фактор, характеризующий отношение масс уравновесившихся силикатного и сульфидного расплавов), который вряд ли мог быть обеспечен при выделении сульфида в близповерхностной интрузии.

$$C_{sulfide} = \frac{C_{silicate} \cdot D \cdot (R+1)}{R+D} \quad (1)$$

Таким образом, мы предполагаем, что одной из стадий формирования МС-горизонта, как и для других вкрапленных руд интрузий норильского типа, было внедрение на уровень становления силикатной магмы, сосуществующей с сульфидным расплавом, обогащенным ЭПГ в глубинной камере (Рис. 73).

Однако, данная, стандартная для руд норильских интрузий схема, не отвечает на главный вопрос о происхождении высокого тенора ЭПГ. К тому же, в этой схеме содержание ЭПГ зависит исключительно от сульфида и никак не связано с хромитом, тогда как по валовой геохимии некоторая положительная корреляция ЭПГ и $Cu+Ni$ с Cr_2O_3 все-таки прослеживается (Рис. 53А, Б). Эту корреляцию можно объяснить тем, что и хромит, и сульфиды имеют свойство избирательно, по сравнению с силикатными фазами, прилипать к поверхности раздела «флюид-силикатный расплав» [Lipin et al., 1993; Matveev and Ballhaus, 2002; Mungall and Yao, 2020]. В рассматриваемом случае это могло привести к тому, что и хромит, и сульфиды накапливались преимущественно в местах повышенного выделения флюида, то есть там, где интенсивно происходит контаминация (Рис. 73А).

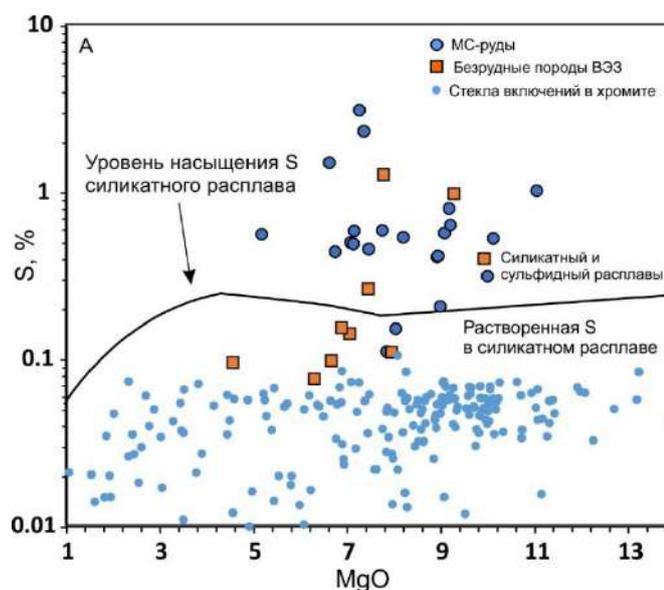


Рисунок 74. Вариационная диаграмма MgO-S с рассчитанной в COMAGMAT 5.1 [Ariskin et al., 2018] границей насыщения расплава сульфидом при эволюции от «исходного» расплава для интрузии Норильск-1 [по Кривошук, 2011], составами МС-руд, безрудных пород ВЭЗ и стекол включений в хромите

Для повышения тенора ЭПГ необходимо либо увеличивать абсолютное содержание ЭПГ в сульфиде, либо уменьшать массу сульфида. В ходе магматического процесса обогащение сульфида ЭПГ зависит от (1) содержания ЭПГ в силикатном расплаве, с которым реагирует сульфидная жидкость; (2)

отношения массы силикатного расплава к массе сульфидного расплава, с которым она уравнилась (R-фактор) (см. уравнение 1) [Campbell et al., 1983] и (3) от дополнительного образования «пустого» сульфида (при ассимиляции) или позднего сокращения сульфидной массы (десульфуризация при дегазации, растворении или пост-магматическом разложении сульфида).

Рассмотрим, могут ли эти механизмы объяснить высокий тенор ЭПГ в МС-горизонте. Учитывая то, что базальты средней и верхней пачек сибирских траппов, которые предположительно принимали участие в формировании интрузий норильского типа, имеют сопоставимые концентрации ЭПГ [Изох и др., 2016; Lightfoot and Keays, 2005], маловероятно, что МС-горизонты (и только они) интрузии Норильск-1 и других интрузий норильского типа образовались из исключительно богатых ЭПГ исходных расплавов, аналогов которым нет в трапповой серии. Далее, Cu-Pd тренд для руд МС-горизонта пересекает кривую сульфид-силикатного фракционирования (для магмы надеждинской свиты) в области, которой соответствует R-фактор 250000, тогда как для остальных руд интрузии Норильск-1 эти значения составляют около 12000-13000 (Рис. 75А). Подобные разрывы практически без промежуточных значений характерны и для МС-руд Талнахской и Хараелахской интрузий (Рис. 75Б). Соответственно, «избирательно-высокий» R-фактор для МС-руд, превышающий в 10-20 раз таковой для вкрапленных руд, маловероятен, учитывая предполагаемую сингенетичность такситов ВЭЗ и такситов нижней зоны, несущих вкрапленное оруденение (Рис. 73). Растворение сульфида в силикатном расплаве или разложение пирротина в постмагматическую стадию как фактор вторичного концентрирования ЭПГ в сокращающемся количестве сульфидной жидкости также не подтверждается соотношениями Cu и Pd в МС-рудах, которые бы в этих процессах когерентно концентрировались бы в сульфиде, образуя восходящий тренд от кривой силикатно-сульфидного фракционирования (Рис. 75). Дегазация теоретически может привести к росту тенора Pd и некоторому падению тенора Cu, поскольку в этом процессе Cu имеет больший коэффициент распределения в

системе флюид-сульфид, чем Pd и S [Boudreau and Meurer, 1989] (Рис. 75А). Однако, для достижения наблюдаемых значений за счет дегазации сульфидно-силикатной магмы, сформировавшей вкрапленные руды интрузии Норильск-1 и «протолит» для МС-горизонта в ВЭЗ, требовалось бы исчезновение до 90-95% первичного сульфида (Рис. 75А), в то время как МС-горизонт обеднен S на 20-70% относительно вкрапленных руд (Рис. 51Б). Таким образом, ни один из ортомагматических механизмов, связанных с фракционированием ЭПГ в системе силикат-сульфид и более поздним концентрированием или разбавлением ЭПГ за счет привноса или выноса S, не объясняет наблюдаемые соотношения халькофильных элементов в породах МС-горизонта.

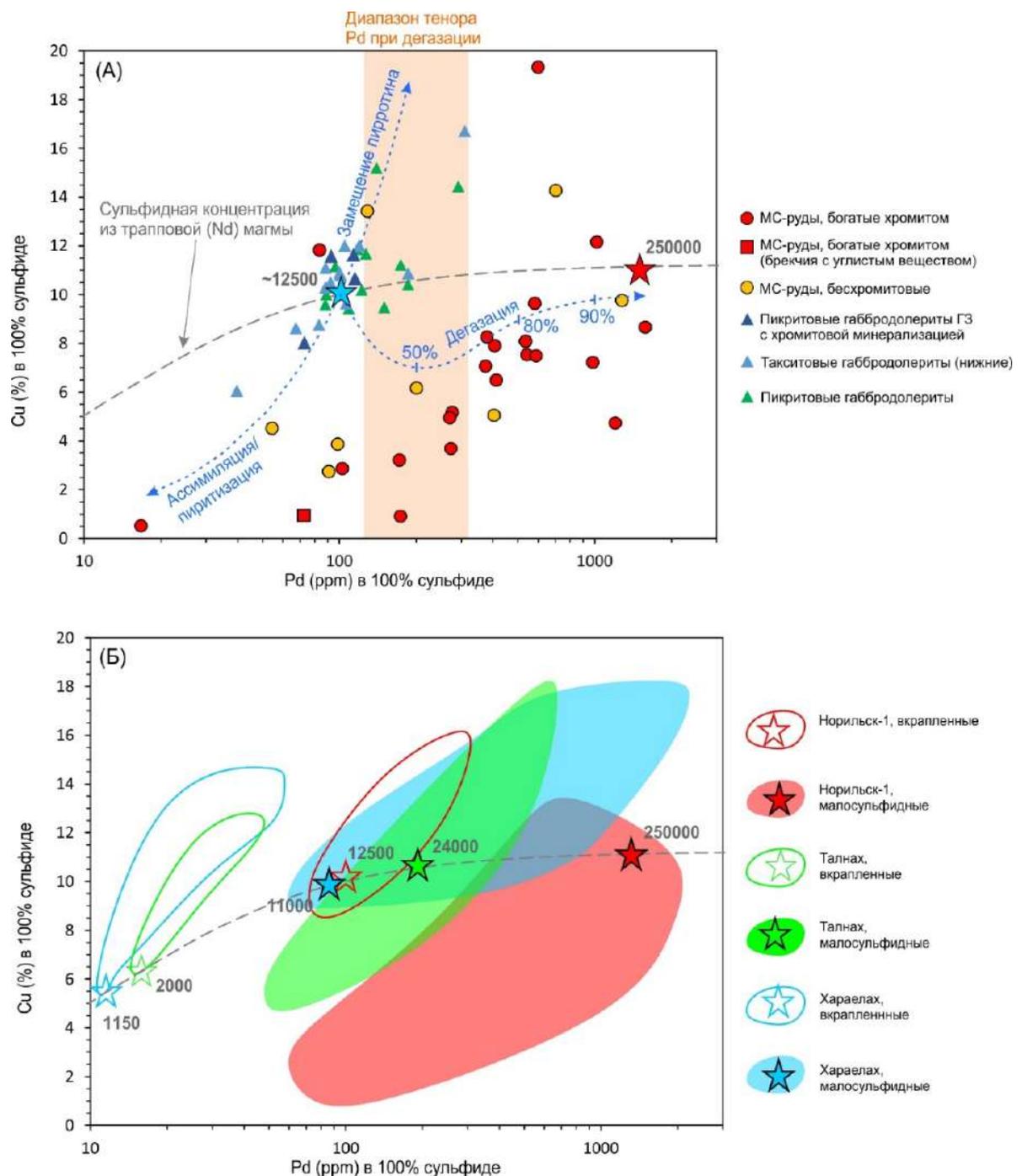


Рисунок 75. Вариации теноров Cu и Pd во вкрапленных и малосульфидных рудах интрузии Норильск-1 (А) и других интрузий норильского типа (Б). Нанесены рассчитанные тренды «разбавления» при ассимиляции и пиритизации и «концентрирования» при десульфуризации (дегазация, растворение, разложение). Кривая R-факторов рассчитана по Campbell et al., 1993 с использованием параметров из [Yao and Mungall, 2021]. Звездами на (Б) показаны пересечения трендов для различных типов руд с кривой R-факторов как приближения значений R-фактора в случае «ранне-магматического» происхождения сульфидных руд. Использованы данные автора, [Sluzhenikin et al., 2020; Tolstykh et al., 2020; Gritsenko et al., 2022;].

5.3.2. Флюидный механизм позднемагматического обогащения MS-горизонта

Альтернативой ортомагматической модели образования малосульфидных руд является позднемагматическая флюидная модель [Boudreau and McCallum, 1982; Ballhaus and Stumpfl, 1986; Meurer et al., 1999; Boudreau and Meurer, 1999; Boudreau, 2004]. Основа этой модели заключается в явлении переноса ЭПГ при дегазации «нижних» сульфидных залежей в вышележащие горизонты с помощью интеркумулусных флюидов. В этом случае халькофильные элементы, в том числе платиноиды, фракционируют в системе «сульфидный расплав – силикатный расплав – флюид». Согласно [Boudreau and McCallum, 1982], коэффициент распределения D между подсистемой «силикатный расплав + сульфидный расплав» и флюидом выражается как

$$D = \frac{X_{si}}{K_{f/si}} + X_{su} \left(\frac{K_{su/si}}{K_{f/si}} \right) \quad (2)$$

где X_{si} и X_{su} – массовые доли силикатного и сульфидного расплава, соответственно, $K_{f/si}$ и $K_{su/si}$ – коэффициенты распределения между флюидом и силикатным расплавом и между сульфидным силикатным расплавами, соответственно. В случае, когда $K_{su/si}$ велик (для халькофильных элементов), можно считать, что D характеризует распределение между сульфидным расплавом и флюидом ($K_{su/f}$). В системе сульфид-расплав $K_{su/si}(\text{Pd}) \approx 100000$ [Mungall and Brenan, 2014] и $K_{su/si}(\text{Cu}) \approx 1300$ [Patten et al., 2013]. В системе флюид-силикатный расплав и Cu, и Pd будут распределяться преимущественно во флюид, особенно, если последний богат Cl^- , S^{2-} и HS^- , образуя комплексы с этими анионами [Barnes et al., 2012; Tagirov et al., 2019; Sullivan et al., 2022; Bell et al., 2009]. Согласно косвенным оценкам по данным растворимости в силикатном расплаве [Borisov et al., 1994; Borisov and Palme, 1997] и флюиде, содержащем Cl^- и S^{2-} [Tagirov et al., 2019; Sullivan et al., 2022; Sassani and Shock, 1990; Hsu et al., 1991; Ballhaus et al., 1994], $K_{f/si}(\text{Pd}) \approx 50$ и $K_{f/si}(\text{Cu}) \approx 150$ [Boudreau, 2004]. Таким образом, в тройной системе, где сосуществуют силикатный, сульфидный

расплавы и флюид, при количестве кумулюсных кристаллических фаз 75%, интеркумулюсного силикатного расплава 20% и сульфидного расплава 5% получаем $K_{su/f}(Cu) \approx D(Cu) = 0.45$, $K_{su/f}(Pd) \approx D(Pd) = 100$ (Таблица 20).

Таблица 20. Расчётные коэффициенты распределения в системе силикатный расплав – сульфидный расплав – флюид для рассматриваемого случая

	Cu	Pd
$K_{su/si}$	1300	100 000
$K_{f/si}$	150	50
$D (\approx K_{su/f})$	0.45	100

Теперь рассмотрим случай, когда поток позднемагматических интеркумулюсных расплавов и флюидов зарождается на стадии консолидации интрузии (Рис. 73Г) на уровне вкрапленных руд нижних частей интрузии Норильск-1 и поднимается выше по толще кумулятов (Рис. 76). Дегазация кумулятов и образование все новых порций флюида будет сопровождаться его уравниванием с сульфидной жидкостью (и частично раскристаллизованными сульфидами) с $K_{su/f}(S) \approx 40$ [Boudreau and McCallum, 1982], что в условиях продолжительной дегазации приведет к постепенному уменьшению количества сульфида (Рис. 77А). При этом Cu и Pd будут также постепенно переходить во флюид: Cu сравнительно равномерно, а Pd – скачкообразно при исчезновении последней порции сульфида (Рис. 77А). Далее, оказавшись в отсутствие сульфида или при резком снижении его содержания (уровень оливиновых габбродолеритов интрузии Норильск-1), флюид будет удерживать Cu и Pd в силу высоких $K_{f/si}$ и переносить их выше по пачке кумулятов – через слабоминерализованные и безрудные слои верхней части главной зоны (Рис. 76). Однако, когда флюид в силу каких-либо физико-химических причин станет насыщенным по S (или, будучи близок к насыщению, войдет в зону с уже существующей сульфидной жидкостью – например, такситовые габбродолериты ВЭЗ) (Рис. 76), система вновь изменится так, что равновесие сместится в пользу сульфидной жидкости: в

большой мере для Pd, в меньшей – для Cu (Таблица 20). Причем, поскольку Cu имеет в рассматриваемом случае $K_{su/f} < 1$ (Таблица 20), может произойти так, что Pd будет извлекаться из флюида в сульфидную фракцию, а Cu, наоборот, на определенном отрезке будет фракционировать во флюид. Таким образом, может произойти «перекрестный» процесс обогащения сульфида Pd и обеднения – Cu, что отвечает случаю, рассмотренному в данной работе (Рис. 75А).

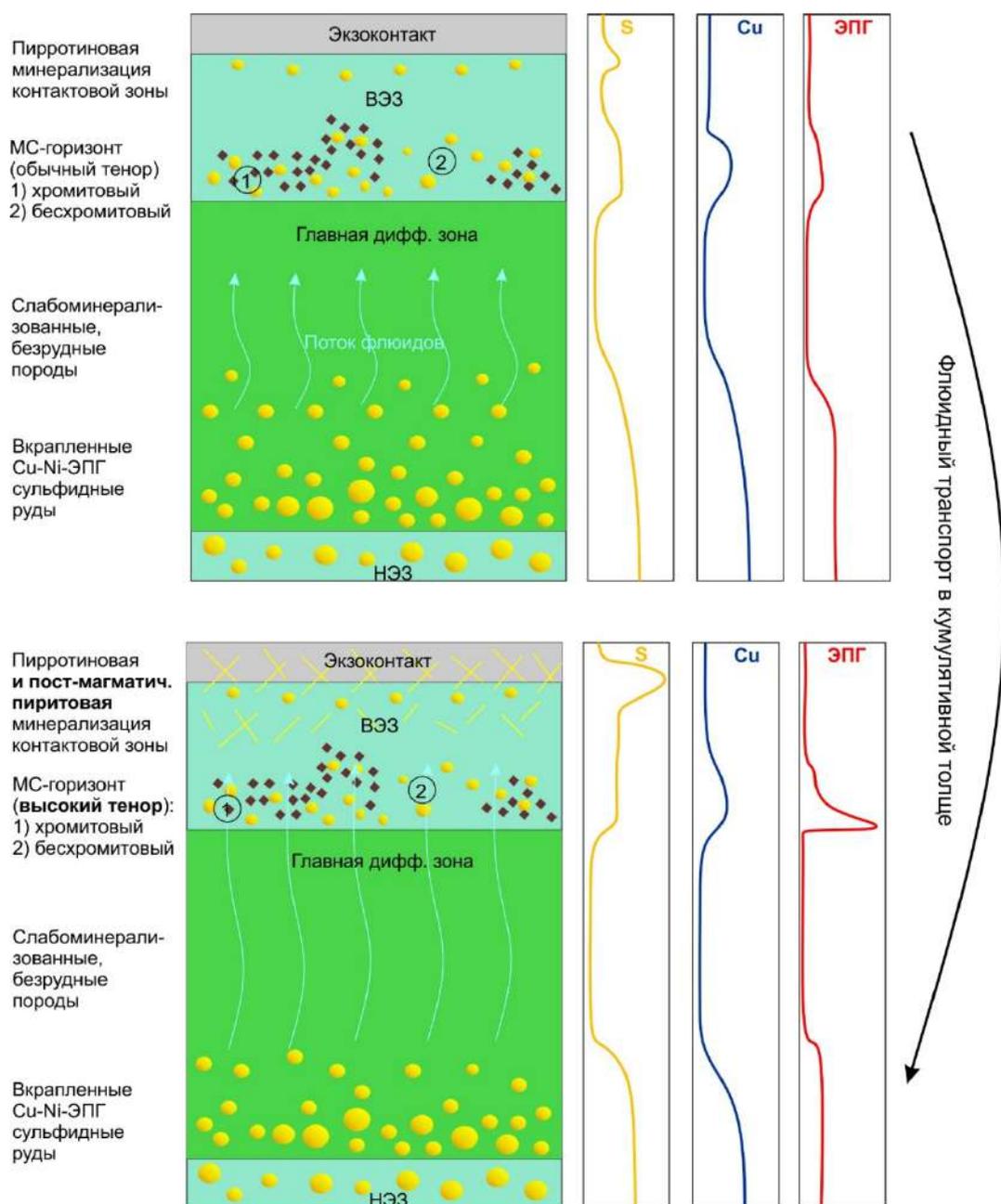


Рисунок 76. Упрощенная графическая схема поздне-/постмагматического этапа обогащения MS-горизонта по ЭПГ при флюидном транспорте элементов из нижележащих вкрапленных руд интрузии Норильск-1

Еще одно обоснование флюидного механизма «второго этапа» обогащения МС-горизонта ЭПГ следует из характера распределения Pd, Cu и S по разрезам ВЭЗ интрузии Норильск-1 (Рис. 78). Численное моделирование [Meurer et al., 1999; Boudreau and Meurer, 1999; Boudreau, 2004] показало, что в процессе флюидного переноса, описанного выше, сразу на фронте минерализации (в месте насыщения S) возникает максимум по Pd за счет его высокого D, который затем так же быстро возвращается к «фоновым» значениям (Рис. 77Б). Распределение Cu характеризуется более плавным куполообразным подъемом, а S распределяется платообразно (Рис. 77Б) и в предельном случае может сформировать в головной части фронта горизонт, обогащенный сульфидами, но бедный халькофильными металлами: Cu, Ni и ЭПГ (Рис. 77В). Этот характер распределения соответствует наблюдаемому в ВЭЗ интрузии Норильск-1, где максимумы Pd возникают главным образом у самой нижней границы сульфидной минерализации ВЭЗ, Cu распределен более равномерно, с максимумами, нередко расположенными чуть выше по разрезу максимумов Pd, а S распределена либо платообразно, либо образует максимумы в областях экзоконтакта (Рис. 78).

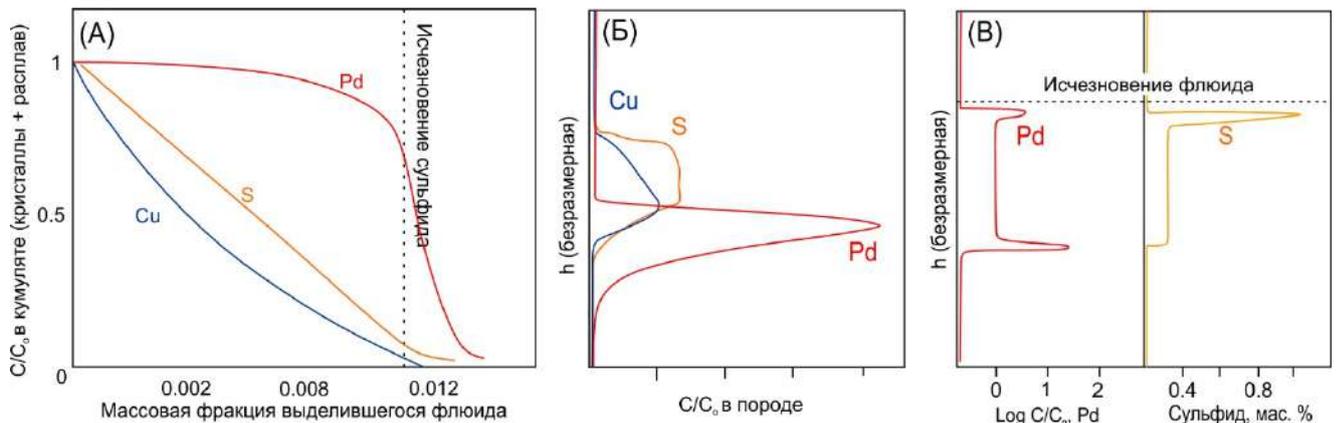


Рисунок 77. Теоретические изменения концентраций Cu, S и Pd при пост-кумулясном флюидном переносе. (А) – изменение концентрации S, Cu и Pd в кумуляте (кристаллы + интерстициальный расплав) в зависимости от фракции выделившегося флюида при дегазации кумулята [Boudreau and Meurer 1999]; (Б) – теоретический профиль концентраций Cu, S и Pd в «малосульфидном» горизонте, образовавшемся в области насыщения S флюида, выделившегося из сульфид-содержащего кумулята [Boudreau, 2004]; (В) – теоретический профиль концентраций Cu, S и Pd в «малосульфидном горизонте», образовавшемся на границе кумулят-расплав, когда флюид растворяется в расплаве [Boudreau, 1982]: в общем случае это иллюстрирует случай с исчезновением флюида за фронтом формирования «малосульфидного горизонта».

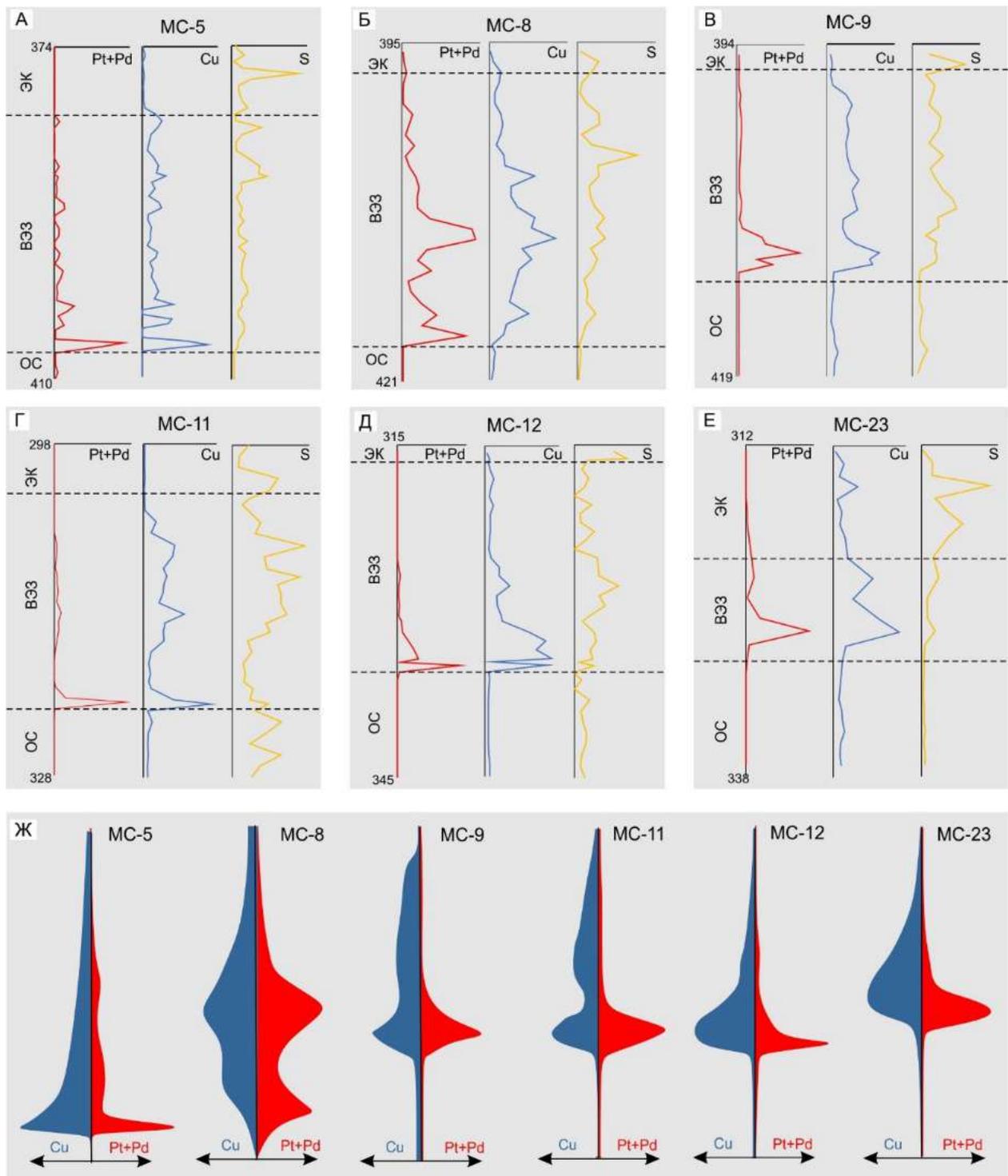


Рисунок 78. Реальные профили распределения S, Cu и Pt+Pd в скважинах ВЭЗ и прилегающих частей главной зоны (ОС) и экзоконтакта (ЭК) интрузии Норильск-1 (по данным [Ерыкалов и др., 2006]) (А-Е); сглаженные профили распределения Cu и Pt+Pd в них же.

Важная роль поздне- и постмагматического этапа в формировании МС-горизонта подтверждается и минералого-петрографической спецификой МС-

горизонта, которые свидетельствуют об интенсивном взаимодействии сульфидной и ЭПГ-минерализации с флюидами и флюидонасыщенными расплавами. Так, МПГ и сульфиды постоянно ассоциируют с низко-Т водосодержащими силикатами, титанитом, бадделеитом, апатитом и хромитом-2. Сульфидная минерализация отчетливо приурочена к пространственной «сети», образованной поздне- и постмагматическими минералами, являвшейся проводником флюидов (Рис. 37). Сульфиды МС-горизонта (в основном, пирротин) имеют признаки постмагматического замещения силикатными минералами, то есть был процесс десульфуризации (Рис. 36Б, В). Наконец, для самых верхних частей ВЭЗ и экзоконтакта характерна пиритовая и пирротиновая минерализация, не содержащая Cu и Ni (Рис. 9-11), что подтверждает гипотезу о том, что в ходе флюидного переноса S и халькофильных элементов, в головной части фронта формировалась «зона разгрузки» стерильного сульфида.

Таким образом, изучение сульфидной и ЭПГ-минерализации, а также геохимии халькофильных и благородных элементов в ВЭЗ интрузии Норильск-1 позволяет сформулировать третье защищаемое положение. *Образование малосульфидной ЭПГ-минерализации в верхней эндоконтактовой зоне интрузии Норильск-1 связано с концентрацией ЭПГ в сульфидной фазе, а не с массовой кристаллизацией хромита. Более высокие соотношение ЭПГ/сульфид в МС-рудах по сравнению с другими Cu-Ni-ЭПГ сульфидными рудами интрузий норильского типа обусловлены дополнительным концентрированием ЭПГ за счет флюидного переноса на поздне- и постмагматическом этапе.*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

6.1. Обобщенная схема формирования МС-горизонта в интрузии

Норильск-1

Полученные данные и сформулированные защищаемые положения позволяют обсудить целостную схему формирования МС-горизонта в интрузии Норильск-1 (Рис. 73, 76). Здесь мы исходим из предположений, подтверждающимися, в том числе, нашими данными, что (1) формирование горизонта лейкогаббро предшествовало внедрению всех остальных частей интрузии [Лихачев, 1965; Зотов, 1979; Czamanske et al., 1994; Zen'ko and Czamanske, 1994], (2) верхний и нижний горизонты контактовых пород и такситовых габбродолеритов (ВЭЗ и НЭЗ) формировались до внедрения главной дифференцированной зоны [Zolotukhin and Sharapov, 1969; Zen'ko and Czamanske, 1994; Czamanske et al., 1994; Likhachev, 1994; Tolstykh et al., 2020] и (3) обогащенная ЭПГ сульфидная жидкость, несмесимая с силикатным расплавом, формировалась главным образом в глубинной камере.

Рассматривая все составляющие интрузии как результат взаимосвязанных внедрений магм из глубинной камеры, содержащей уже к тому времени дифференцированное вещество, можно предположить, что условная «магматическая колонна» была стратифицирована и состояла из (сверху вниз): (1) относительно холодной массы, сформировавшейся из всплывших «антикумулятов» плагиоклаза, (2) менее дифференцированной и более горячей оливинсодержащей магмы с сульфидной фракцией из средних горизонтов глубинной камеры и (3) магмы с большим количеством кумулюсного оливина и отсевшей сульфидной фракцией (Рис. 73А, Б).

Способность головной части колонны (зона 1) ассимилировать осадочные толщи была ограниченной по сравнению со следующей за ней порцией более примитивной и горячей магмы (зона 2). Реакция последней с вмещающими породами, на уровне становления интрузии и, более вероятно, в подводящем канале, привела к формированию богатых хромитом ассоциаций. При этом

флюид, поступающий из осадочных пород в магму, вызывал вспенивание магмы, что приводило к дополнительной адгезии в этих вспененных объемах хромита и сульфидных капель [Lipin et al., 1993; Matveev and Ballhaus, 2002; Barnes et al., 2019 Yao and Mungall, 2020] и их всплыванию в формирующейся интрузии в верхнюю часть. Из этого внедрения формировались такситы верхней и нижней эндоконтактовых зон (Рис. 73А, Б, В). Большая часть богатых хромитом ассоциаций накапливалась в верхней части формирующейся интрузии, часть сульфидов, захваченная «вспененными» объемами, также всплывала, образуя «протолит» для МС-оруденения в ВЭЗ, а часть – оседала в нижнюю часть, формируя минерализацию в такситах НЭЗ (Рис. 73В, Г).

Следующие порции магмы (зона 3 «магматической колонны») внедрялись в уже частично раскристаллизованную интрузию (Рис. 73Г), поэтому внедрение, вероятно, происходило в наименее закристаллизованную часть, то есть во внутреннюю. Это привело к разделению продуктов предыдущего внедрения на верхнюю и нижнюю эндоконтактовую зоны, между которыми сформировалась, уже в режиме более медленного остывания, главная дифференцированная зона с сульфидным оруденением в мощном горизонте пикритовых габбродолеритов (Рис. 73Г).

Следующий этап, который начался с началом дегазации кумулятов и продолжался до затухания гидротермальных процессов, по нашим представлениям, как раз и отвечал за формирование в верхних минерализованных частях интрузии платиноносной ассоциации с высоким соотношением ЭПГ/сульфид: малосульфидного горизонта. Этот процесс происходил за счет флюидного извлечения ЭПГ при дегазации мощных горизонтов сульфидной минерализации в пикритовом слое ГЗ и такситовом слое НЭЗ, их транспорте во флюиде через безсульфидные и слабоминерализованные слои ГЗ и резкого обратного захвата ЭПГ в сульфидную составляющую такситов ВЭЗ (Рис. 76). Эта гипотеза, хотя и не лишена дискуссионных аспектов, тем не менее, по мнению автора, наилучшим образом объясняет (см. раздел 5.4) вещественные

характеристики и расположение МС-горизонта а также хорошо согласуется с теоретической базой предложенного процесса [Boudreau, 1988; Boudreau, 2004; Boudreau, 2019].

Схематично суммируя описанные выше этапы, последовательность образования ассоциации ВЭЗ интрузии Норильск-1, включая МС-горизонт, была следующая:

1. Длительная дифференциация трапповой магмы в глубинной камере с формированием несмесимой сульфидной фракции, обогащенной ЭПГ [Naldrett et al., 1992; Li and Naldrett, 2009; Krivolutskaya et al., 2019].

2. Внедрение магмы, обогащенной всплывающим плагиоклазом (фактически, «антикумулятивной» каши), ответственной за формирование горизонта безрудного лейкогаббро.

3. Внедрение более горячей сульфидсодержащей пикробазальтовой магмы, сопровождавшееся ассимиляцией осадочных пород, секущихся подводным каналом и самой интрузией, формированием хромитовой минерализации вспениванием контаминированных объемов магмы.

4. Вспенивание способствовало дополнительному скоплению и удержанию сульфидных капель на поверхности флюид-расплав [Barnes et al., 2019; Yao and Mungall, 2020] и формированию в верхней части интрузии сульфидной и хромитовой минерализаций, которые не имеют между собой прямой генетической связи, но часто ассоциируют в силу преимущественного скопления и хромита, и капель сульфидов в сильно-контаминированных объемах магмы.

5. Внедрение в центральную часть кристаллизующегося массива мощной толщи магмы, выносящей большое количество сульфидной жидкости и кумулюсного оливина и ее дифференциация с образованием главной дифференцированной зоны, пространственно разделяющей ВЭЗ и НЭЗ.

6. Восходящий флюидный транспорт ЭПГ на посткумулясном и постмагматическом этапах, обеспечивший по принципу «хроматографической колонки» [Boudreau, 1988; Boudreau, 2019] дополнительное и существенное обогащение сульфидной составляющей ВЭЗ платиноидами, и сформировавший МС-горизонт в его окончательной форме.

Следует отметить, что в этой генетической концепции примечательна «двойственность» роли ассимиляции вмещающих пород. С одной стороны, согласно геохимическим и минералогическим данным, ее прямой, вещественный, вклад в формирование ВЭЗ и, тем более, интрузии в целом, незначителен. Тем не менее, она является весьма важным фактором, поскольку не только непосредственно приводит к образованию хромитовой минерализации, но и способствует эффективному транспорту сульфидов в верхний эндоконтактовый горизонт (выделение пузырьков при дегазации осадочных пород), создавая, таким образом, в ВЭЗ «ловушку» для последующей концентрации ЭПГ из восходящих флюидных потоков.

6.2. Применимость предложенной схемы к другим интрузиям Норильского района, содержащим МС-оруденение

Выдвинутая гипотеза формирования МС-горизонта применима и к другим интрузиям Норильского района, содержащим МС-оруденение: как хромитового, так и бесхромитового типа. Так, например, хромитовые типы МС-руд Талнахской и Хараелахской интрузии могли формироваться по тому же сценарию. Контаминантом, вызывающем кристаллизацию хромита, в случае Талнахской интрузии могли выступать пелитовые осадочные породы нижней части тунгусской серии, а в случае Хараелахской – аргиллиты разведочнинской свиты девона. Основные принципы, способствующие флюидному транспорту ЭПГ в сульфидную минерализацию ВЭЗ, также выполняются в случае этих двух интрузий, так как их строение и, предположительно, схема внедрения во многом

аналогичны интрузии Норильск-1. Бесхромитовая, по данным [Служеникин, 2000] MS-минерализация в интрузиях Норильск-2, Черногорская и Зубовская может быть как раз примером отсутствия прямой связи между хромитом и MS-оруденением и являться следствием обогащения сульфидной составляющей верхних частей интрузий ЭПГ за счет вертикального позднего и постмагматического флюидного транспорта.

Интенсивное развитие MS-горизонта в интрузиях норильского комплекса и, в особенности, Норильск-1 может быть также связано со спецификой вмещающих пород. Как показано Шараповым и Голубевым (1976), «ассимилирующая способность» магм лимитируется скоростью диффузионного проникновения фронта растворения в породы экзоконтакта, которая в общем случае весьма мала и, таким образом, в условиях близповерхностных интрузий ассимиляция по чисто химическому механизму крайне незначительна. Гораздо чаще вмещающие породы подвергаются ороговикованию и в дальнейшем ведут себя инертно [Шарапов и Голубев, 1976]. Однако, в момент внедрения интрузии Норильск-1, осадки верхних частей тунгусской серии были еще молодые и не вполне сцементированные [Урванцев, 1972; Тарасов, 1976]. Их взаимодействие с горячей магмой должно было сопровождаться интенсивной дегазацией, которая неизбежно привела к механической дезинтеграции (практически взрывной) этих пород и, как следствие, многократному увеличению площади реакции расплава с ассоциацией вмещающих пород, которое и позволило процессу ассимиляции протекать эффективно. Талнахская и, в особенности, Хараелахская интрузии расположены ниже по стратиграфическому разрезу, однако и в их случае процесс ассимиляции и дегазации шел достаточно интенсивно, как можно заключить из распространенности хромитовых скоплений с кольцевыми и амигдалоидными текстурами в их верхних эндоконтактах [Рябов, 1984; Рябов и др., 2001; Sluzhenikin et al., 2020; Schoneveld et al., 2020; Gritsenko et al., 2022].

6.3. Общие выводы по работе и перспективы дальнейших исследований

Проведенная работа позволила впервые сформулировать целостную концепцию образования малосульфидных руд в интрузии Норильск-1 и в общих чертах обосновать ее применимость к другим интрузиям Норильского района, несущим MS-оруденение. Опорные тезисы этой концепции обоснованы фактическим материалом и более ранними исследованиями, как эмпирическими, так и теоретическими, и вынесены в виде защищаемых положений. Тем не менее, следует признать, что предложенная схема в целом является достаточно умозрительной и требует объяснения целого ряда возникающих проблем. Основные из них:

1. Несоответствие ключевого «генетического» вклада ассимиляции ее слабой вещественной выраженности в геохимии такситовых габбродолеритов ВЭЗ. Требуется сопоставление количества контаминанта, необходимого для образования хромитовой минерализации и удержания сульфидов в верхней зоне за счет вспенивания контаминированных объемов.
2. Проблема концентрирования количеств хромита, превышающих фоновые значения в 10-100 раз, в минерализованных шлирах. Хотя как вариант решения этой проблемы был предложен механизм «омывания» более вязких контаминированных сгустков окружающей примитивной магмой и, таким образом, поддержанию насыщенности по хромиту в этих контаминированных объемах, по мнению автора, этот процесс требует более строгого обоснования, в том числе, с помощью моделирования процессов гидродинамики и диффузии.
3. Эмпирическое обоснование возможности и эффективности восходящего флюидного переноса ЭПГ в случае интрузий Норильского типа. Несмотря на то что полученные данные делают этот сценарий наиболее вероятным для повышения отношения ЭПГ/сульфид, следует более

детально рассмотреть химизм флюидов, участвовавших в формировании пород МС-горизонта, и провести экспериментальное исследование поведения ЭПГ в системе флюид-сульфидный расплав – силикатный расплав, отвечающих частному случаю интрузий норильского типа. Наконец, для строгого обоснования этой гипотезы и придания ей «моделирующей способности», хотелось бы разработать численную модель предполагаемого процесса или адаптировать уже существующую (например, алгоритм PALLADIUM [Boudreau, 2004]).

Таким образом, проведенная работа открывает еще более обширные перспективы дальнейших исследований. В первую очередь, это проверка сформулированной концепции на примере других трапповых интрузий, несущих МС-оруденение. Второе и, вероятно, более важное, направление – это физико-химическое моделирование образования подобного типа оруденения в интрузиях норильского типа и в целом в ЭПГ-сульфидсодержащих дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузиях. Несомненно, для этого требуется огромная работа, состоящая из (1) набора и систематизации данных по природным объектам, (2) экспериментальных исследований в системах, приближенных к природным и (3) разработка и улучшение существующих математических моделей, описывающих процессы магматического и флюидного концентрирования платиноидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А. А., Бармина Г. С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика». 2000. – 363 с.
2. Борисов А. А., Шапкин А. И. Новое эмпирическое уравнение зависимости отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // Геохимия. – 1989. - №6. – С. 892-898.
3. Булгакова Е. Н., Рябов В. В. Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и постмагматических минералах Талнахской дифференцированной интрузии. В книге: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. – С. 292-295.
4. Бычкова Я. В., Сеницын М. Ю., Петренко Д. Б., Николаева И. Ю., Бугаев И.А., Бычков А. Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2016. № 6.
5. Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. – 105 с.
6. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования. - В книге: Условия образования магматических рудных месторождений. – М.: Наука, 1979. – С. 105-126.
7. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 66 с.
8. Горяинов И. Н. Роль метасоматоза в формировании никеленосных интрузий северо-запада Сибирской платформы. - В книге: Проблемы метасоматоза, ред. Коржинский Д. С. Л.: Недра, 1969. – С. 325-333.
9. Горяинов И. Н. О генезисе Талнахского месторождений. - В книге: Петрология и рудоносность талнахский и норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. – С. 311.
10. Горяинов И. Н., Аплонов В. С., Москалик А. А. Состав газовой-жидких включений в породах Талнахской интрузии. - В книге: Северосибирский район и его промышленные перспективы. Труды НИИГА. – Л., 1973. – С. 97-103.
11. Гроховская Т., Бакаев Г., Шолохнев В., Лапина М., Муравицкая Г., Войтехович В. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45, № 4. – С. 329-352.

12. Гроховская Т. Л., Лапина М. И., Мохов А. В. Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51. - № 6 – С. 520-539.
13. Дистлер В. Платиновая минерализация Норильских месторождений. - В книге: Геология и генезис платиновых металлов. М.: Наука, 1994. – С. 7-35.
14. Дистлер В., Дюжиков О., Кравцов В., Служеникин С., Туровцев Д. Малосульфидная платинометальная формация Норильского района. – В книге: Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: Наука, 1994. – С. 48-65.
15. Дистлер В. В., Смирнов А. В., Гроховская Т. Л., Филимонова А. А., Муравицкая Г. Н. Стратификация, скрытая расслоенность дифференцированных трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения. – В книге: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. – С. 211-269.
16. Дюжиков О. А., Струнин Б. М. Геологический очерк Норильского района - В книге: Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. – С. 7-77.
17. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона // Труды ЦНИГРИ. – 1937. – Т. 96. – С. 338.
18. Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М.: Наука, 1964. – 192 с.
19. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. – 232 с.
20. Золотухин В. В., Рябов В. В. Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах. – В книге: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. – С. 218-269.
21. Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. - В книге: Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1975. – 432 с.
22. Зотов И. А. Роль флюидов в формировании продуктивных сульфидоносных трапповых интрузивов. - В книге: Условия образования магматических рудных месторождений. АН СССР, Отд-ние геологии, геофизики и геохимии. М.: Наука, 1979.
23. Зотов И. А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. – 214 с.

24. Иванов М. К., Иванова Т. К. О связи рудоносных трапповых интрузий с вулканами центрального типа и вулканической природе медно-никелевых руд. – В книге: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск. 1968. – 277 с.
25. Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. Характеристики петрологии и рудной минерализации дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2 и г. Хромая). – В книге: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. – С. 197-305.
26. Изох А. Э., Медведев А. Я., Федосеев Г. С., Поляков Г. В., Николаева И. В., Палесский С. В. Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. – 2016 – Т. 57. -- № 5. – С. 1028-1042
27. Карандашев В. К., Хвостиков В. А., Носенко С. Ю., Бурмий Ж. П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2016. – Т. 82, – № 7. – С. 6-15.
28. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности и оруденения // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. – 1969. – Т. 1. – С. 121-133.
29. Коржинский Д. С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1973. № 12. – С. 3-6.
30. Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 90 с.
31. Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // Доклады Академии Наук СССР. – 1946. – Т. 51. – № 5. – С. 381-383.
32. Криволицкая Н. А. Формирование платино-медно-никелевых месторождений в процессе развития траппового магматизма в Норильском районе // Геология рудных месторождений. – 2011. – Т. 53. -- № 4. – С. 346-378.
33. Криволицкая Н. А., Рудакова А. В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия. – 2009. -- № 7. – С. 675-698.
34. Лаврентьев Ю. Г., Карманов Н. С., Усова Л. В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. -- № 8. – С. 1473-1482.

35. Лихачев А. П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая. – 1965. – Т. 10. – С. 75-88.
36. Лихачев А. П. Условия образования медно-никелевых месторождений // Советская геология. – 1982. – Т. 6. – С. 31-46.
37. Лихачев А. П. Построение количественной модели рудообразующей системы Норильского типа // Руды и металлы. – 1992. – С. 35-45.
38. Малич К. Н., Баданина И. Ю., Белоусова Е. А., Туганова Е. В. U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. -- № 2. – С. 163-172.
39. Маракушев А. А., Панях Н. А., Русинов В. Л., Перцев Н. Н., Зотов И. А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40. – № 3. – С. 236-255.
40. Маслов Г. Д. Тектоника Норильско-Игарского района и рудоконтролирующие структуры. – В книге: Тектоника Сибири. Том II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск: Изд-во Сиб. Отд-ния АН СССР, 1963.
41. Морозов М. В., Кургузова А. В. Открытие месторождений Норильска в 1865 году: факты, изъятые из истории // Геологический вестник. – 2021. – Т. 10. – С. 114-119.
42. Надретт Э. Д. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003.
43. Пушкарев Е. В., Каменецкий В. С., Морозова А. В., Хиллер В. В., Главатских С. П., Родеманн Т. Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит) // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57. -- № 5. – С. 394-423.
44. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1991. – Т. 11. – С. 19-27.
45. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с.
46. Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, и рациональная методика его разведки. М.: Госгеолотехиздат, 1959. – 168 с.
47. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Том 1: Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001. – 408 с.

48. Рябов В. В. О происхождении такситового габбро-долерита, лейкократового габбро и магматической брекчии Хараелахской ветви Талнахской интрузии // Геология и геофизика. – 1969. – Т. 2. – С. 51-58.
49. Рябов В. В. Петрология северо-западной части Талнахской дифференцированной трапповой интрузии: Автореферат дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук; АН СССР. Сиб. отд-ние. Ин-т геологии и геофизики. – Новосибирск, 1970.
50. Рябов В. В. О составе верхних контактовых зон норильских интрузий, несущих богатую хромитовую минерализацию. - В книге: Критерии рудоносности магматических комплексов. Новосибирск: ИГиГ, 1984. – С. 124-142.
51. Рябов В. В. Нетрадиционные типы руд платиновых металлов в сульфидных месторождениях норильского типа // Геология и геофизика. – 1992. – Т. 11. – С. 79-88.
52. Рябов В. В., Симонов О. Н., Снисар С. Г. Фтор и хлор в апатитах, слюдах и амфиболах расслоенных трапповых интрузий Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. -- № 4. – С. 453-466.
53. Рябов В. В., Цимбалист В. Г., Якоби Н. Я. О концентрации хрома и платиноидов в кровле расслоенных интрузий норильского типа // Доклады Академии Наук СССР. – 1982. – Т. 266. – № 2. – С. 466-470.
54. Рябов В. В., Шевко А., Симонов О., Аношин Г. Н. Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха (Норильский район) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 7. – С. 60-75.
55. Серова А. А., Спиридонов Э. М. Три типа апатита в норильских сульфидных рудах // Геохимия. – 2018. – Т. 56. -- № 5. – С. 474-484
56. Служеникин С. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района: Автореферат дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ИГЕМ РАН. - 2000.
57. Служеникин С. Ф., Дистлер В. В., Григорьева А. В. Малосульфидные платиновые руды Норильского района—перспективные источники благородных металлов // Арктика: экология и экономика. – 2016. № 4. – С. 32.
58. Служеникин С., Дистлер В., Дюжиков О., Кравцов В., Кунилов В., Лапутина И., Туровцев Д. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36. – № 3. – С. 195-217.
59. Смирнов М. Ф. Строение Норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд. М.: Недра, 1966.

60. Солошенко Н. Г., Стрелецкая М. В. Метрологические характеристики определения концентрации и изотопного состава Rb и Sr в геологических пробах методом термоионизационной масс-спектрометрии (по данным анализа стандартных образцов BHVO-2, AGV-2, BCR-2) // Труды Института геологии и геохимии им. академика АН Заварицкого. – 2014. № 161. – С. 409-413.
61. Сотников А. А. К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды. Томск: Томский геологический комитет, 1919.
62. Струнин В. М. Геологическая карта Норильского рудного района в масштабе 1:200,000: Пояснительная записка. Москва.: Геоинформарк, 1991.
63. Сухов Л. Г. Морфологические особенности рудной вкрапленности в свете генезиса медно-никелевых руд. - В книге: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск. - 1968.
64. Тарасов А. В. О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел. – В книге: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. – С. 123-276.
65. Туровцев Д. М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. – 319 с.
66. Урванцев Н. Н. Норильский каменноугольный район // Известия Сибирского отделения Геологического Комитета. – 1921. – Т. 2. - № 1.
67. Урванцев Н. Н. Краткий отчет о работах Норильской горной партии за период с лета 1921 г. по осень 1922 г // Известия Сибирского отделения Геологического Комитета. – 1923. – Т. 3. - № 3.
68. Урванцев Н. Н. Геолого-тектонические особенности формирования медно-никелевых руд Норильского района // Уч. зап. НИИГА, рег. геол. – 1970. – Т. 17.
69. Урванцев Н. Н. Некоторые вопросы формирования рудоносных интрузий и руд Норильска. - В книге: Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Сборник статей. Л.: Научно-исследовательский институт геологии Арктики Министерства геологии СССР, 1972. – С. 100-105.
70. Ухова Н. Н., Худоногова Е. В. Применение комплекса химических методов для исследования образцов гипсового камня. – В книге: Новая наука: современное состояние и пути развития (9 июня 2015, Стерлитамак). Стерлитамак: РИЦ АМИ. – С. 16-20
71. Урванцев Н. Н. Открытие Норильска. М., 1981. – 176 с.
72. Филипенко И. И. Механизм образования интрузии Норильск-1 // Труды Института геологических наук Каз. АН СССР. – 1967. – Т. 20.

73. Чайка И. Ф., Изох А. Э., Калугин В. М., Житова Л. М., Шведов Г. И., Гора М. П., Шевко А. Я. Оливин и хромшпинелиды месторождений Норильск-1: особенности состава и петрологические следствия // Геосферные исследования. – 2022. – Т. 2. – С. 78-100.
74. Чащин В., Галкин А., Озерянский В., Дедюхин А. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41. – № 6. – С. 507-515.
75. Шарапов В., Голубев В. С. Динамика взаимодействия газов с породами. Новосибирск: Наука, 1976.
76. Antonakos A., Liarokapis E., Leventouri T. Micro-Raman and FTIR studies of synthetic and natural apatites // Biomaterials. – 2007. – V. 28. – Is. 19. – P. 3043-3054.
77. Arbutov S., Spears D., Vergunov A., Ilenok S., Mezhibor A., Ivanov V., Zarubina N. Geochemistry, mineralogy and genesis of rare metal (Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga) coals of the seam XI in the south of Kuznetsk Basin, Russia // Ore Geology Reviews. – 2019. – V. 113. – P. 103073.
78. Ariskin A., Nikolaev G., Danyushevsky L., Fiorentini M., Kislov E., Pshenitsyn I. Geochemical evidence for the fractionation of iridium group elements at the early stages of crystallization of the Dovyren magmas (northern Baikal area, Russia) // Russian Geology and Geophysics. – 2018. – V. 59. – Is. 5. – P. 459-471.
79. Ariskin A. A., Bychkov K. A., Nikolaev G. S., Barmina G. S. The COMAGMAT-5: modeling the effect of Fe–Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // Journal of petrology. – 2018. – V. 59. – Is. 2. – P. 283-298.
80. Arndt N., Czamanske G., Walker R., Chauvel C., Fedorenko V. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Economic Geology. – 2003. – V. 98. – Is. 3. – P. 495-515.
81. Azovskova O. B., Soroka E. I., Rovnushkin M. Y., Soloshenko N. G. Sm-Nd isotopy of the dykes of the Vorontsovskoe gold-ore deposit (Northern Urals) // Vestnik of Geosciences. – 2020. – V. 9. – Is. 309. – P. 3-6.
82. Ballhaus C., Ryan C. G., Mernagh T. P., Green D. H. The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt, and Au between sulfide, metal, and fluid phases: A pilot study // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1994. – V. 58. – Is. 2. – P. 811-826.
83. Ballhaus C., Sylvester P. Noble Metal Enrichment Processes in the Merensky Reef, Bushveld Complex // Journal of Petrology. – 2000. – V. 41. – Is. 4. – P. 545-561.
84. Ballhaus C. G., Stumpfl E. F. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1986. – V. 94. – Is. 2. – P. 193-204.

85. Barkov A. Y., Savchenko Ye. E., Zhangurov A. Fluid migration and its role in the formation of platinum-group minerals: evidence from the Imandrovsky and Lukkulaisvaara layered intrusions, Russia // *Mineralogy and Petrology*. – 1995. – V. 54. – P. 249-260.
86. Barnes S. J., Holwell D. A., Le Vaillant M. Magmatic sulfide ore deposits // *Elements*. – 2017. – V. 13. – Is. 2. – P. 89-95.
87. Barnes S. J., Le Vaillant M., Godel B., Leshner C. M. Droplets and Bubbles: Solidification of Sulphide-rich Vapour-saturated Orthocumulates in the Norilsk-Talnakh Ni–Cu–PGE Ore-bearing Intrusions // *Journal of Petrology*. – 2018. – V. 60. – Is. 2. – P. 269-300.
88. Barnes S. J., Liu W. Pt and Pd mobility in hydrothermal fluids: evidence from komatiites and from thermodynamic modelling // *Ore Geology Reviews*. – 2012. – V. 44. – P. 49-58.
89. Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – Is.12. – P. 2279-2302
90. Barnes S. J., Ryan C., Moorhead G., Latypov R., Maier W. D., Yudovskaya M., Godel B., Schoneveld L. E., Le Vaillant M., Pearce M. B. Spatial association between platinum minerals and magmatic sulfides imaged with the Maia Mapper and implications for the origin of the chromite-sulfide-PGE association // *The Canadian Mineralogist*. – 2021. – V. 59. – Is. 6. – P. 1775-1799.
91. Barnes S. J., Zhong-Li T. Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, People's Republic of China // *Economic Geology*. – 1999. – V. 94. – Is. 3. – P. 343-356.
92. Batanova V. G., Sobolev A. V., Kuzmin D. V. Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // *Chemical Geology*. – 2015. – V. 419. – P. 149-157.
93. Bell A. S., Simon A., Guillong M. Experimental constraints on Pt, Pd and Au partitioning and fractionation in silicate melt–sulfide–oxide–aqueous fluid systems at 800°C, 150MPa and variable sulfur fugacity // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – V. 73. – Is. 19. – P. 5778-5792.
94. Bloomer S. H., Hawkins J. W. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1987. – V. 97. – Is. 3. – P. 361-377.
95. Borisov A., Palme H. Experimental determination of the solubility of platinum in silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – V. 61. – Is. 20. – P. 4349-4357.
96. Borisov A., Palme H., Spettel B. Solubility of palladium in silicate melts: Implications for core formation in the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – V. 58. – Is. 2. – P. 705-716.

97. Boudreau A., Mathez E., McCallum I. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld Complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // *Journal of Petrology*. – 1986. – V. 27. – Is. 4. – P. 967-986.
98. Boudreau A., Meurer W. Chromatographic separation of the platinum-group elements, gold, base metals and sulfur during degassing of a compacting and solidifying igneous crystal pile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 134. – Is. 2-3. – P. 174-185.
99. Boudreau A. E. Investigations of the Stillwater Complex; 4, The role of volatiles in the petrogenesis of the JM Reef, Minneapolis adit section // *The Canadian Mineralogist*. – 1988. – V. 26. – Is. 1. – P. 193-208.
100. Boudreau A. E. Palladium, a program to model the chromatographic separation of the platinum-group elements, base metals and sulfur in a solidifying pile of igneous crystals // *The Canadian Mineralogist*. – 2004. – V. 42. – Is. 2. – P. 393-403.
101. Boudreau A. E. Hydromagmatic processes and platinum-group element deposits in layered intrusions. United Kingdom: Cambridge University Press. 2019 – 275 p.
102. Boudreau A. E., McCallum I. S. Concentration of platinum-group elements by magmatic fluids in layered intrusions // *Economic Geology*. – 1992. – V. 87. – Is. 7. – P. 1830-1848.
103. Brenan J. M., Finnigan C. F., McDonough W. F., Homolova V. Experimental constraints on the partitioning of Ru, Rh, Ir, Pt and Pd between chromite and silicate melt: The importance of ferric iron // *Chemical Geology*. – 2012. – V. 302-303. – P. 16-32.
104. Cabri L. J., Oberthur T., Keays R. R. Origin and depositional history of platinum-group minerals in placers – A critical review of facts and fiction // *Ore Geology Reviews*. – 2022 – 104733.
105. Campbell I. H., Naldrett A. J., Barnes S. J. A Model for the Origin of the Platinum-Rich Sulfide Horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes // *Journal of Petrology*. – 1983. – V. 24. – Is. 2. – P. 133-165.
106. Capobianco C. J., Drake M. J. Partitioning of ruthenium, rhodium, and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum group element fractionation trends // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1990. – V. 54. – Is. 3. – P. 869-874.
107. Cawthorn R. Pressure fluctuations and the formation of the PGE-rich Merensky and chromitite reefs, Bushveld Complex // *Mineralium Deposita*. – 2005. – V. 40. – Is. 2. – P. 231-235.
108. Chashchin V., Galkin A., Ozeryanskii V., Dedyukhin A. Sopcha lake chromite deposit and its platinum potential, Monchegorsk pluton, Kola Peninsula (Russia) // *Geology of ore deposits*. -- 1999. – V. 41. – Is. 6. – P. 460-468.

109. Chayka I. F., Kamenetsky V. S., Zhitova L. M., Izokh A. E., Tolstykh N. D., Abersteiner A., Lobastov B. M., Yakich T. Y. Hybrid nature of the platinum group element chromite-rich rocks of the Norilsk 1 intrusion: Genetic constraints from Cr spinel and spinel-hosted multiphase inclusions // *Economic Geology*. – 2020. – V. 115. – Is. 6. – P. 1321-1342.
110. Chayka I. F., Zhitova L. M., Antsiferova T. N., Abersteiner A., Shevko A. Y., Izokh A. E., Tolstykh N. D., Gora M. P., Chubarov V. M., Kamenetsky V. S. In-situ crystallization and continuous modification of chromian spinel in the “sulfide-poor platinum-group metal ores” of the Norilsk-1 intrusion (Northern Siberia, Russia) // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – Is. 6. – P. 498.
111. Coleman A. P. Geology of the Sudbury nickel deposits // *Economic Geology*. – 1974. – V. 19. – Is. 6. – P. 565-576.
112. Cousins C., Vermaak C. The contribution of Southern African ore deposits to the geochemistry of the platinum group metals // *Economic Geology*. – 1976. – V. 71. – Is. 1. – P. 287-305.
113. Petrographic and Geochemical Characterization of Ore-Bearing Intrusions of the Noril'sk type, Siberia; With Discussion of Their Origin, Including Additional Datasets and Core Logs. US Geological Survey. 2002. – P. 2331-1258.
114. Czamanske G. K., Wooden J. L., Walker R. J., Fedorenko V. A., Simonov O. N., Budahn J. R., Siems D. F. Geochemical, isotopic, and SHRIMP age data for Precambrian basement rocks, Permian volcanic rocks, and sedimentary host rocks to the ore-bearing intrusions, Noril'sk-Talnakh District, Siberian Russia // *International Geology Review*. – 2000. – V. 42. – Is. 10. – P. 895-927.
115. Czamanske G. K., Wooden M., Zientek M. L., Fedorenko V., Zen'ko T. E., Kent J., King B. S. W., Knight R. J., Siems D. F. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming system. - In: *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (Ontario Geological Survey special volume)*. Ontario: Queen's Printer for Ontario, 1994. – P. 313-341.
116. Danilenko I. A., Zamyatin D. A., Votyakov S. L., Chashchukin I. S. Local analysis of oxidation state of iron in oxide minerals using electron microprobe // *AIP Conference Proceedings*. – 2019. – V. 2174. – 020017.
117. Danyushevski L. V., Plechov P. Yu. Petrolog3: integrated software for modelling crystallization processes // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. – 2011. – V. 12. – Q07021.
118. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1984. – V. 86. – Is. 1. – P. 54-76.
119. Droop G. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using

- stoichiometric criteria // Mineralogical magazine. – 1987. – V. 51. – Is. 361. – P. 431-435.
120. Duzhikov O. A., Strunin B. M. Geological outline of the Noril'sk region. – In: Geology and Metallogeny of sulfide deposits Noril'sk region U.S.S.R. Society of Economic Geologists Special publication. Society of Economic Geologists, 1992. – P. 1-60.
 121. Eales H. V. Caveats in defining the magmas parental to the mafic rocks of the Bushveld Complex, and the manner of their emplacement: review and commentary. 2002. – 815 p.
 122. Evans B. W., Wright T. L. Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Iki) and 1965 (Makaopuhi) eruptions of Kilauea volcano, Hawaii // American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials. – 1972. – V. 57. – Is. 1-2. – P. 217-230.
 123. Finnigan C. S., Brenan J. M., Mungall J. E., McDonough W. Experiments and models bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction // Journal of Petrology. – 2008. – V. 49. – Is. 9. – P. 1647-1665.
 124. Forien M., Tremblay J., Barnes S.-J., Burgisser A., Page P. The role of viscous particle segregation in forming chromite layers from slumped crystal slurries: insights from analogue experiments // Journal of Petrology. – 2015. – V. 56. – Is. 12. – P. 2425-2444.
 125. Friedrich B. M., Marques J. C., Olivo G. R., Frantz J. C., Joy B., Queiroz W. J. A. Petrogenesis of the massive chromitite layer from the Jacurici Complex, Brazil: evidence from inclusions in chromite // Mineralium Deposita. – 2020. – V. 55. – Is. 6. – P. 1105-1126.
 126. Gain S. The geologic setting of the platiniferous UG-2 chromitite layer on the farm Maandagshoek, eastern Bushveld Complex // Economic Geology. – 1985. – V. 80. – Is. 4. – P. 925-943.
 127. Garuti G., Zaccarini F., Proenza J. A., Thalhammer O. A. R., Angeli N. Platinum-Group Minerals in Chromitites of the Niquelândia Layered Intrusion (Central Goiás, Brazil): Their Magmatic Origin and Low-Temperature Reworking during Serpentinization and Lateritic Weathering // Minerals. – 2012. – V. 2. – Is. 4. – P. 365-384.
 128. Genkin A. D., Evstigneeva T. L. Associations of platinum-group minerals of the Noril'sk cooper-nickel sulfide ores // Economic Geology. – 1986. – V. 81. – P. 1203-1212.
 129. Gijbels R., Millard Jr H., Desborough G., Bartel A. Osmium, ruthenium, iridium and uranium in silicates and chromite from the eastern Bushveld Complex, South Africa // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1974. – V. 38. – Is. 2. – P. 319-337.

130. Giordano D., González-García D., Russell J. K., Raneri S., Bersani D., Fornasini L., Di Genova D., Ferrando S., Kaliwoda M., Lottici P. P. A calibrated database of Raman spectra for natural silicate glasses: implications for modelling melt physical properties // *Journal of Raman Spectroscopy*. – 2020. – V. 51. – Is. 9. – P. 1822-1838.
131. González-Pérez I., Gervilla F., González-Jiménez J. M., Kojonen K. Genesis of an exotic platinum-group-mineral-rich and Mg-poor chromitite in the Kevitsa Ni-Cu-platinum-group-elements deposit // *Mineralogy and Petrology*. – 2021. – V. 115. – Is. 5. – P. 535-555.
132. Gornostayev S., Mutanen T. The platinum-group minerals in chromitites of the Akanvaara deposit, Northern Finland and in their processing products // *Minerals Engineering*. – 2003. – V. 16. – Is. 11 – P. 1307-1312.
133. Gritsenko Y. D., Kondrikova A. P., Gilbricht S., Schoneveld L., Barnes S. J., Godel B. M., Sluzhenikin S. F., Petrenko D. B., Seifert T., Yudovskaya M. A. Quantitative assessment of the relative roles of sulfide liquid collection, magmatic degassing and fluid-mediated concentration of PGE in low-sulfide ores of the Norilsk intrusions // *Ore Geology Reviews*. – 2022. – P. 105042.
134. Gurenko A. A., Belousov A. B., Trumbull R. B., Sobolev A. V. Explosive basaltic volcanism of the Chikurachki Volcano (Kurile arc, Russia): insights on pre-eruptive magmatic conditions and volatile budget revealed from phenocryst-hosted melt inclusions and groundmass glasses // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2005. – V. 147. – P. 203-232.
135. Hawkesworth C. J., Lightfoot P. C., Fedorenko V. A., Blake S., Naldrett A. J., Doherty W., Gorbachev N. S. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*. – 1995. – V. 34. – Is. 1. – P. 61-88.
136. Hiemstra S. The role of collectors in the formation of the platinum deposits in the Bushveld Complex // *Canadian Mineralogist*. – 1979. – V. 17. – Is. 2. – P. 469-482.
137. Hofer H. E., Brey G. P. The iron oxidation state of garnet by electron microprobe: Its determination with the flank method combined with major-element analysis // *American Mineralogist*. – 2007. – V. 91. – P. 873-885.
138. Holwell D. A., Keays R. R. The formation of low-volume, high-tenor magmatic PGE-Au sulfide mineralization in closed systems: evidence from precious and base metal geochemistry of the Platinova Reef, Skaergaard Intrusion, East Greenland // *Economic Geology*. – 2014. – V. 109. – Is. 2. – P. 387-406.
139. Howe E. Petrographical notes on the Sudbury nickel deposits // *Economic Geology*. – 1914. – V. 9. – Is. 6. – P. 505-522.
140. Hsu L. C., Lechler P. J., Nelson J. H. Hydrothermal solubility of palladium in chloride solutions from 300 degrees to 700 degrees C; preliminary experimental results // *Economic Geology*. – 1991. – V. 86. – Is. 2. – P. 422-427.

141. Hulbert L., Von Gruenewaldt G. Textural and compositional features of chromite in the lower and critical zones of the Bushveld Complex south of Potgietersrus // *Economic Geology*. – 1985. – V. 80. – Is. 4. – P. 872-895.
142. Iacono-Marziano G., Le Vaillant M., Godel B. M., Barnes S. J., Arbaret L. The critical role of magma degassing in sulphide melt mobility and metal enrichment // *Nature Communications*. – 2022. – V. 13. – Is. 1. – P. 2359.
143. Irvine T.N. Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. – In: *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press. 1980. – P. 325-383.
144. Irvine T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1967. – V. 4. – Is. 1. – P. 71-103.
145. Irvine T. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation // *Geology*. – 1977. – V. 5. – Is. 5. – P. 273-277.
146. Irvine T. Terminology for layered intrusions // *Journal of Petrology*. – 1982. – V. 23. – Is. 2. – P. 127-162.
147. Irvine T., Sharpe M. Magma mixing and the origin of stratiform ore zones in the Bushveld and Stillwater complexes. – In: *Conference metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. 1986. – P. 183-198.
148. Irvine T. N. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions—II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1975. – V. 39 . – Is. 6. – P. 991-1020.
149. Irvine T. N., Keith D. W., Todd S. G. The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana; II, Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex // *Economic Geology*. – 1983. – V. 78. – Is. 7. – P. 1287-1334.
150. Ivanov A. V., Demonterova E. I., Revenko A. G., Sharygin I. S., Kozyreva E. A., Alexeev S. V. History and current state of analytical research at the Institute of the Earth's Crust SB RAS: Centre for geodynamics and geochronology // *Gedynamics and Tectonophysics*. – 2022. – V. 13 – 0582.
151. Jenkins M. C., Mungall J. E., Zientek M. L., Costin G., Yao Z.-s. Origin of the JM Reef and lower banded series, stillwater complex, Montana, USA // *Precambrian Research*. – 2021. – V. 367. – P. 106457.
152. Jochum K. P., Dingwell D. B., A. R., Stoll B., Hoffmann A. W., Becker S., Besmehn A., Bessette D., Dietze H.-J., Dulski P., Erzinger J., Hellebrand E., Hoppe P., Horn I., Jannsens K., Jenner G. A., Klein A., McDonough W. F., Maetz M., Mezger K., Muker C., Nikogosian I. K., Pickhardt C., Raczek I., Rhede D., Seufert H. M., Simakin S. G., Sobolev A. V., Spettel B., Straub S.,

- Vincze L., Wallianos A., Weckwerth G., Weyer S., Wolf D., Zimmer M. The Preparation and Preliminary Characterisation of Eight Geological MPI-DING Reference Glasses for In-Situ Microanalysis // *Geostandards Newsletter*. – 2000. – V. 24. – Is. 87-133.
153. Jochum K. P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A. W., Amini M., Aarburg S., Abouchami W., Hellebrand E., Mocek B., Raczek I., Stracke A., Alard O., Bouman C., Becker S., Ducking M., Bratz H., Klemm R., de Bruin D., Canil D., Cornell D., de Hoog C. J., Dalpe C., Danyushevsky L., Eisenhauer A., Gao Y. J., Snow J. E., Goschopf N., Gunther D., Latkoczy C., Guillong M., Hauri E. H., Hofer H. E., Lahaye Y., Horz K., Jacob D. E., Kassemann S. A., Kent A. J. R., Ludwig T., Zack T., Mason P. R. D., Meixner A., Rosner M., Misawa K. J., Nash B. P., Pfander J., Premo W. R., Sun W. D., Tiepolo M., Vannucci R., Vennemann T., Wayne D., Woodhead J. D. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2006. – V. 7.
 154. Kamenetsky V. S., Crawford A. J. and 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. – Is.12 – P. 655-671
 155. Keith M. Phase equilibria in the system MgO-Cr₂O₃-SiO₂ // *Journal of the American Ceramic Society*. – 1954. – V. 37. – Is. 10. – P. 490-496.
 156. Kharbush S. Raman spectroscopic features of Al- Fe³⁺- poor magnesiochromite and Fe²⁺- Fe³⁺- rich ferrian chromite solid solutions // *Mineralogy and Petrology*. – 2018. – V. 112. – Is. 2. – P. 245-256.
 157. Kinnaird J., Kruger F., Nex P., Cawthorn R. Chromitite formation—a key to understanding processes of platinum enrichment // *Applied Earth Science*. – 2002. – V. 111. – Is. 1. – P. 23-35.
 158. Krivolutskaya N. A. Siberian Traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk area. Switzerland: Springer, 2016. – 364 p.
 159. Krivolutskaya N. A., Gongalsky B. I., Kedrovskaya T. B., Kubrakova I. V., Tyutyunnik O. A., Chikatueva V. Y., Bychkova Y. V., Magazina L., Kovalchuk E. N., Yakushev A. I. Geology of the western flanks of the Oktyabr'skoe deposit, Noril'sk district, Russia: Evidence of a closed magmatic system // *Mineralium Deposita*. – 2019. – V. 54. – P. 611-630.
 160. Krivolutskaya N. A., Latyshev A. V., Dolgal A. S., Gongalsky B. I., Makarieva E. M., Makariev A. A., Svirskaya N. M., Bychkova Y. V., Yakushev A. I., Asavin A. M. Unique PGE–Cu–Ni Noril'sk deposits, Siberian Trap province: Magmatic and tectonic factors in their origin // *Minerals*. – 2019. – V. 9. – Is. 1. – P. 66.
 161. Krivolutskaya N. A., Sobolev A. V., Snisar S. G. e., Gongalskiy B. I., Kuzmin D. V., Hauff F., Tushentsova I. N., Svirskaya N. M., Kononkova N. N., Schlychkova

- T. B. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt–Cu–Ni sulfide deposit, Noril'sk region, Russia: implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas // *Mineralium Deposita*. – 2012. – V. 47. – P. 69-88.
162. Kruger W., Latypov R. Magmatic karst reveals dynamics of crystallization and differentiation in basaltic magma chambers // *Scientific Reports*. – 2021. – V. 11. – Is. 1. – P. 7341.
163. Kucha H., Wouters R., Arkens O. Determination of sulfur and iron valence by microprobe // *Scanning Microscopy*. – 1989. – V. 3. – Is.1. – P. 89-97.
164. Kuttyrev A. V., Sidorov E. G., Kamenetsky V. S., Chubarov V. M., Chayka I. F., Abersteiner A. Platinum mineralization and geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia) // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – V. 130. – P. 103947.
165. Latypov R. Noril'sk-and Lower Talnakh-type intrusions are not conduits for overlying flood basalts: insights from residual gabbroic sequence of intrusions // *Applied Earth Science*. – 2007. – V. 116. – Is. 4. – P. 215-225.
166. Latypov R., Chistyakova S., Barnes S. J., Hunt E. J. Origin of Platinum Deposits in Layered Intrusions by In Situ Crystallization: Evidence from Undercutting Merensky Reef of the Bushveld Complex // *Journal of Petrology*. – 2017. – V. 58. – Is. 4. – P. 715-761.
167. Latypov R., Costin G., Chistyakova S., Hunt E. J., Mukherjee R., Naldrett T. Platinum-bearing chromite layers are caused by pressure reduction during magma ascent // *Nature communications*. – 2018. – V. 9. – Is. 1. – P. 462.
168. Latypov R., O'Driscoll B., Lavrenchuk A. Towards a model for the in situ origin of PGE reefs in layered intrusions: insights from chromitite seams of the Rum Eastern Layered Intrusion, Scotland // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2013. – V. 166. – P. 309-327.
169. Latypov R. M. Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the Noril'sk region, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2002. – V. 143. – Is. 4. – P. 438-449.
170. Latyshev A., Rad'ko V., Veselovskiy R., Fetisova A., Pavlov V. Correlation of the Permian-Triassic ore-bearing intrusions of the Noril'sk region with the volcanic sequence of the Siberian Traps based on the paleomagnetic data // *Economic Geology*. – 2020. – V. 115. – Is. 6. – P. 1173-1193.
171. Lesher C. E. Self-diffusion in silicate melts: theory, observations and applications to magmatic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2010. – V. 72. – Is. 1. – P. 269-309.
172. Li C., Ripley E. M., Naldrett A. J. A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // *Economic Geology*. – 2009. – V. 104. – Is. 2. – P. 291-301.

173. Li C., Ripley E. M., Sarkar A., Shin D., Maier W. D. Origin of phlogopite-orthopyroxene inclusions in chromites from the Merensky Reef of the Bushveld Complex, South Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – V. 150. – Is. 1. – P. 119-130.
174. Liang Y., Elthon D. Evidence from chromium abundances in mantle rocks for extraction of picrite and komatiite melts // *Nature*. – 1990. – V. 343. – Is. 6258. – P. 551-553.
175. Lightfoot P., Naldrett A., Gorbachev N., Fedorenko V., Hawkesworth C., Hergt J., Doherty W. Chemostratigraphy of Siberian trap lavas, Noril'sk district, Russia: Implications for the source of Flood basalt magmas and their associated Ni-Cu mineralization. – In: *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (Ontario Geological Survey special volume)*. Ontario: Queen's Printer for Ontario, 1994. – P. 283-312.
176. Lightfoot P. C., Keays R. R. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian trap, Noril'sk region: Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // *Economic Geology*. – 2005. – V. 100. – Is. 3. – P. 439-462.
177. Likhachev A. P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. – In: *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (Ontario Geological Survey special volume)*. Ontario: Queen's Printer for Ontario, 1994. – P. 185-201.
178. Lipin B. R. Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the ultramafic series in the Stillwater Complex, Montana // *Journal of Petrology*. – 1993. – V. 34. – Is. 5. – P. 955-976.
179. Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2007. – V. 112. – Is. B3.
180. Maier W. D., Barnes S.-J., Groves D. The Bushveld Complex, South Africa: formation of platinum-palladium, chrome-and vanadium-rich layers via hydrodynamic sorting of a mobilized cumulate slurry in a large, relatively slowly cooling, subsiding magma chamber // *Mineralium Deposita*. – 2013. – V. 48. – Is. 1. – P. 1-56.
181. Maksimov S. O., Grebennikov A. V. Nature and sources of anomalous contamination of basalt magmas (Shufan plateau, Russian Far East) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2022. – V. 430. – P. 107625.
182. Malitch K. N., Belousova E. A., Griffin W. L., Badanina I. Y., Latypov R. M., Sluzhenikin S. F. New insights on the origin of ultramafic-mafic intrusions and associated Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk and Taimyr provinces, Russia: Evidence from radiogenic-and stable-isotope data. – In: *Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time*. Elsevier. 2018. – P. 197-238.

183. Malitch K. N., Belousova E. A., Griffin W. L., Badanina I. Y., Pearson N. J., Presnyakov S. L., Tuganova E. V. Magmatic evolution of the ultramafic–mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U–Pb and Hf-isotope data on zircon // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2010. – V. 159. – P. 753-768.
184. Malitch K. N., Belousova E. A., Griffin W. L., Martin L., Badanina I. Y., Sluzhenikin S. F. Oxygen-Hafnium-Neodymium Isotope Constraints on the Origin of the Talnakh Ultramafic-Mafic Intrusion (Norilsk Province, Russia) // *Economic Geology*. – 2020. – V. 115. – Is. 6. – P. 1195-1212.
185. Marsh J. S., Pasiecznyk M. J., Boudreau A. E. Formation of chromitite seams and associated anorthosites in layered intrusion by reactive volatile-rich fluid infiltration // *Journal of Petrology*. – 2021. DOI: 10.1093/petrology/egaa109.
186. Matveev S., Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 203. – Is. 1. – P. 235-243.
187. McDonough W. F., Sun S. s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – Is. 3. – P. 223-253.
188. Meurer W., Willmore C., Boudreau A. Metal redistribution during fluid exsolution and migration in the Middle Banded series of the Stillwater Complex, Montana // *Lithos*. – 1999. – V. 47. – Is. 1-2. – P. 143-156.
189. Middendorff A. T. Dr. A. Th. v. Moddendorff's Reise in den Aussersten Norden und Osten Sibiriens. Band 1. // *Einleitung. Klimatologie. Geognosie. Botanik.* – 1848. – V. 1. – P. 274.
190. Middlemost E. A. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-science reviews*. – 1994. – V. 37. – Is. 3-4. – P. 215-224.
191. Morgan G. B., London D. Optimizing the electron microprobe analysis of hydrous alkali aluminosilicate glasses // *American Mineralogist*. – 1996. – V. 81. – Is. 9-10. – P. 1176-1185.
192. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogical Journal*. – 1989. – V. 14. – Is. 5. – P. 198-221.
193. Mungall J., Brenan, J. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – V. 125. – P. 265-289.
194. Mungall J., Naldrett, A. Ore deposits of the platinum-group elements // *Elements*. – 2008 – V. 4 – Is. 4. – P. 253-258.
195. Mutanen T. Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions and the Keivitsa-Satovaara layered complex, northern Finland.

- Geological Survey of Finland, Bulletin 395. Espoo: Geologian Tutkimuskeskus. 1997. – 233 p.
196. Naldrett A. From the mantle to the bank: the life of a Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit // *South African Journal of Geology*. – 2010. – V. 113. – Is. 1. – P. 1-32.
 197. Naldrett A., Cabri L. Ultramafic and related mafic rocks; their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // *Economic Geology*. – 1976. – V. 71. – Is. 7. – P. 1131-1158.
 198. Naldrett A., Fedorenko V., Lightfoot P., Kunilov V., Gorbachev N., Doherty W., Johan Z. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk region, Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy. Section B. Applied Earth Science*. – 1995. – V. 104.
 199. Naldrett A., 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. – Is. 3. – P. 209-232.
 200. Naldrett A. *Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration*. Heidelberg: Springer Berlin, 2004. – 728 p.
 201. Naldrett A. J., Lightfoot P., Fedorenko V., Doherty W., Gorbachev N. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // *Economic Geology*. – 1992. – V. 87. – Is. 4. – P. 975-1004.
 202. Nicholson D., Mathez E. Petrogenesis of the Merensky Reef in the Rustenburg section of the Bushveld Complex // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1991. – V. 107. – Is. 3. – P. 293-309.
 203. Oberthür T., Junge M., Rudashevsky N., de Meyer E., Gutter P. Platinum-group minerals in the LG and MG chromitites of the eastern Bushveld Complex, South Africa // *Mineralium Deposita*. – 2016. – V. 51. – Is. 1. – P. 71-87.
 204. Pagé P., Barnes S.-J. The influence of chromite on osmium, iridium, ruthenium and rhodium distribution during early magmatic processes // *Chemical Geology*. – 2016. – V. 420. – P. 51-68.
 205. Panteeva S., Gladkochoub D., Donskaya T., Markova V., Sandimirova G. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. – 2003. – V. 58. – Is. 2. – P. 341-350.
 206. Park J.-W., Campbell I. H., Eggins S. M. Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2012. – V. 78. – P. 28-50.

207. Pashkova G. V., Panteeva S. V., Ukhova N. N., Chubarov V. M., Finkelshtein A. L., Ivanov A. V., Asavin A. M. Major and trace elements in meimechites—rarely occurring volcanic rocks: developing optimal analytical strategy // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. – 2019. – V. 19. – Is. 3. – P. 233-243.
208. Patten C., Barnes S.-J., Mathez E. A., Jenner F. E. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets // *Chemical Geology*. – 2013. – V. 358. – P. 170-188.
209. Polovina J. S., Hudson D. M., Jones R. E. Petrographic and geochemical characteristics of postmagmatic hydrothermal alteration and mineralization in the J–M Reef, Stillwater Complex, Montana // *The Canadian Mineralogist*. – 2004. – V. 42. – Is. 2. – P. 261-277.
210. Presnall D., Dixon S. A., Dixon J. R., O'donnell T., Brenner N., Schrock R., Dycus D. Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – V. 66. – Is. 2. – P. 203-220.
211. Prichard H. M., Barnes S.-J., Fisher P. C., Pagé P., Zientek M. L. Laurite and associated PGM in the Stillwater chromitites: implications for processes of formation, and comparisons with laurite in the Bushveld and ophiolitic chromitites // *The Canadian Mineralogist*. – 2017. – V. 55. – Is. 1. – P. 121-144.
212. Rempel G. G. Regional geophysics at Noril'sk. – In: *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (Ontario Geological Survey special volume)*. Ontario: Queen's Printer for Ontario, 1994. – P. 147-160.
213. Righter K., Campbell A. J., Humayun M., Hervig R. L. Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir, and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene and silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004. – V. 68. – Is. 4. – P. 867-880.
214. Ripley E. M., Lightfoot P. C., Li C., Elswick E. R. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – V. 67. – Is. 15. – P. 2805-2817.
215. Roedder E. Silicate melt systems // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 1959. – V. 3. – P. 224-297.
216. Roedder E. Origin and significance of magmatic inclusions // *Bulletin de Mineralogie*. – 1979. – V. 102. – Is. 5. – P. 487-510.
217. Roedder E. W. The system K_2O - MgO - SiO_2 ; Part 1 // *American Journal of Science*. – 1951. – V. 249. – Is. 2. – P. 81-130.
218. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. – 2003. – V. 3. – P. 659.

219. Ryabov V. V., Shevko A. Y., Gora M. P. Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region. Dordrecht: Springer, 2014. – 390 p.
220. Sassani D. C., Shock E. L. Speciation and solubility of palladium in aqueous magmatic-hydrothermal solutions // *Geology*. – 1990. – V. 18. – Is. 10. – P. 925-928.
221. Schairer J. Melting relations of the common rock-forming oxides // *Journal of the American Ceramic Society*. – 1957. – V. 40. – Is. 7. – P. 215-235.
222. Schmidt E. The structure and composition of the Merensky Reef and associated rocks in the Rustenburg platinum mine // *South African Journal of Geology*. – 1952. – V. 55. – Is. 1. – P. 234-270.
223. Schoneveld L., Barnes S. J., Godel B., Vaillant M. L., Yudovskaya M. A., Kamenetsky V., Sluzhenikin S. F. Oxide-sulfide-melt-bubble interactions in spinel-rich taxitic rocks of the Norilsk-Talnakh intrusions, polar Siberia // *Economic Geology*. – 2020. – V. 115. – Is. 6. – P. 1305-1320.
224. Scowen P., Roeder P., Helz R. Reequilibration of chromite within Kilauea Iki lava lake, Hawaii // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1991. – V. 107. – Is. 1. – P. 8-20.
225. Schmidt F. Wissenschaftliche Resultate, der zur Aufsuchung eines angenkundigten Mammuttscadavers, von der Kaiserlichen Academie der Wissenschaften, an den untern Jenissei ausgesandten Expedition // *Memoires de l'Academie Imperiale des Sciences de S.-Petersbourg*. Ser. 7. – 1872. – V. 18. – Is. 1. – P. 168.
226. Sluzhenikin S. F., Yudovskaya M. A., Barnes S. J., Abramova V. D., Le Vaillant M., Petrenko D. B., Grigor'eva A. V., Brovchenko V. D. Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // *Economic Geology*. – 2020. – V. 115. – Is. 6. – P. 1267-1303.
227. 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. – Is. 11. – P. 893-896.
228. Spiridonov E. Ore-magmatic systems of the Noril'sk ore field // *Russian Geology and geophysics*. – 2010. – V. 51. – Is. 9. – P. 1059-1077.
229. Sullivan N. A., Zajacz Z., Brenan J. M., Tsay A. The solubility of platinum in magmatic brines: Insights into the mobility of PGE in ore-forming environments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2022. – V. 316. – P. 253-272.
230. Tagirov B. R., Filimonova O. N., Trigub A. L., Akinfiyev N. N., Nickolsky M. S., Kvashnina K. O., Chareev D. A., Zotov A. V. Platinum transport in chloride-bearing fluids and melts: Insights from in situ X-ray absorption spectroscopy and thermodynamic modeling // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2019. – V. 254. – P. 86-101.

231. Talkington R. W., Lipin B. R. Platinum-group minerals in chromite seams of the Stillwater Complex, Montana // *Economic Geology*. – 1986. – V. 81. – Is. 5. – P. 1179-1186.
232. Teigler B., Eales H. Correlation between chromite composition and PGE mineralization in the Critical Zone of the western Bushveld Complex // *Mineralium Deposita*. – 1993. – V. 28. – Is. 5. – P. 291-302.
233. Todd S., Keith D., Le Roy L., Schissel D., Mann E., Irvine T. The JM platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana; I, Stratigraphy and petrology // *Economic Geology*. – 1982. – V. 77. – Is. 6. – P. 1454-1480.
234. Tolstykh N., Shvedov G., Polonyankin A., Korolyuk V. Geochemical features and mineral associations of differentiated rocks of the Noril'sk 1 intrusion // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – Is. 8. – P. 688.
235. Tolstykh N. D., Zhitova L. M., Shapovalova M. O., Chayka I. F. The evolution of the ore-forming system in the low sulfide horizon of the Noril'sk 1 intrusion, Russia // *Mineralogical Magazine*. – 2019. – V. 83. – Is. 5. – P. 673-694.
236. Veksler I. V., Hou T. Experimental study on the effects of H₂O upon crystallization in the Lower and Critical Zones of the Bushveld Complex with an emphasis on chromitite formation // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2020. – V. 175. – Is. 9. – P. 1-17.
237. Vermaak C., Hendriks L. A review of the mineralogy of the Merensky Reef, with specific reference to new data on the precious metal mineralogy // *Economic Geology*. – 1976. – V. 71. – Is. 7. – P. 1244-1269.
238. Vogt J. H. L. Nickel in igneous rocks // *Economic Geology*. – 1923. – V. 18. – Is. 4. – P. 307-353.
239. Von Gruenewaldt G., Hatton C. J., Merkle R. K. W. Platinum-group element-chromitite associations in the Bushveld Complex // *Economic Geology*. – 1986. – V. 81. – Is. 5. – P. 1067-1079.
240. Wang J., Xiao L., Li P., Arbuzov S., Ding S. Occurrence mode of selected elements of coal in the Ordos Basin // *Energy Exploration & Exploitation*. – 2019. – V. 37. – Is. 6. – P. 1680-1693.
241. Warr L. N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – V. 85. – Is. 3. – P. 291-320.
242. Wooden J. L., Czamanske G. K., Fedorenko V. A., Arndt N. T., Chauvel C., Bouse R. M., King B.-S. W., Knight R. J., Siems D. F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – V. 57. – Is. 15. – P. 3677-3704.

243. Yao Z., Mungall J. E. Flotation mechanism of sulphide melt on vapour bubbles in partially molten magmatic systems // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2020. – V. 542. – P. 116298.
244. Yao Z. s., Mungall J. E. Linking the Siberian Flood Basalts and Giant Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits at Norilsk // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2021. – V. 126. – Is. 3. – P. e2020JB020823.
245. Yoder H. S. Diopside-water system // *American Mineralogist*. – 1953. – V. 38. – Is. 3-4. – P. 365-365.
246. Yudovskaya M. A., Kinnaird J. A. Chromite in the Platreef (Bushveld Complex, South Africa): occurrence and evolution of its chemical composition // *Mineralium Deposita*. – 2010. – V. 45. – P. 369-391.
247. Yudovskaya M. A., Naldrett A. J., Woolfe J. A. S., Costin G., Kinnaird J. A. Reverse Compositional Zoning in the Uitkomst Chromitites as an Indication of Crystallization in a Magmatic Conduit // *Journal of Petrology*. – 2015. – V. 56. – Is. 12. – P. 2373-2394.
248. Zen'ko T. E., Czamanske G. K. Spatial and petrologic aspects of the intrusions of the Noril'sk and Talnakh ore. – In: *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (Ontario Geological Survey special volume)*. Ontario: Queen's Printer for Ontario, 1994. – P. 263-281.
249. Zolotukhin V. V., Ryabov V. V. The "space problem" in formation mechanism and for of the Noril'sk differentiated intrusions // *International Geology Review*. – 1970. – V. 12. – Is. 6. – P. 745-753.
250. Zolotukhin V. V., Ryabov V. V. Talnakhite, a variety of the troctolite type of Noril'sk gabbro-dolerites // *International Geology Review*. – 1971. – V. 13. – Is. 8. – P. 1172-1177.
251. Zolotukhin V. V., Sharapov V. N. Estimating formation conditions of ore-bearing trap intrusions (example of Noril'sk I intrusion) // *International Geology Review*. – 1969. – V. 11. – Is. 1. – P. 74-81.

Фондовая литература

1. Ерыкалов С. П., Третьяк В. И., Легезина О. П. Отчет о результатах оценочных работ на малосульфидные платиновые руды интрузии «Норильск-1» за 2000-2006 г. 7 книг, 2 папки. Талнах. – 2006 г.

2.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица П1. Реестр изученных образцов с кратким описанием, категорией и зоной интрузии, к которой он принадлежит. Г-д – сокращение от «габбродолерит»

№	Обр.	Краткое описание	Категория	Зона
1	B16273Cp	Г-д такситовый	МС6Х	ВЭЗ
2	B16273Crr	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
3	B16274	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
4	B16284	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
5	MR-1	Г-д такситовый с вкрапленными сульфидами	ТаксР	НЭЗ
6	MR-11	Г-д такситовый с вкрапленными сульфидами	ТаксР	НЭЗ
7	MR-15	Лейкогаббро	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
8	MR-18	Г-д такситовый с хромитом	МСХ	ВЭЗ
9	MR-19L	Г-д с хромитом лейкократовый	МСХ	ВЭЗ
10	MR-19M	Г-д с хромитом	МСХ	ВЭЗ
11	MR-20	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
12	MR-25	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
13	MR-27	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
14	MR-29M	Г-д с хромитом	МСХ	ВЭЗ
15	MR-30tr	Троктолит с хромитом	МСХ	ВЭЗ
16	MR-31	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
17	MR-4	Г-д пикритовый с вкрапленными сульфидами	ПикР	ГЗ
18	MR-8	Г-д пикритовый с вкрапленными сульфидами	ПикР	ГЗ
19	MR-9	Г-д пикритовый с вкрапленными сульфидами	ПикР	ГЗ
20	MS24-313.8	Базальт с ксенолитами углистого сланца	Конт	Вэкз
21	MS24-314.5	Базальт	Конт	Вэкз
22	MS24-316.0	Базальт	Конт	Вэкз
23	MS24-316.5	Базальт с ксенолитами углистого сланца	Конт	Вэкз
24	MS24-316.7	Базальт	Конт	Вэкз
25	MS24-316.9	Базальт с ксенолитами углистого сланца	Конт	Вэкз
26	MS24-318.5	Базальт перекристаллизованный	Конт	Вэкз
27	MS24-319.0d	Гибридный Г-д	Конт	ВЭЗ
28	MS24-319.0x	Роговик (обломок)	Конт	ВЭЗ
29	MS24-320.4c	Контактная брекчия	Конт	ВЭЗ
30	MS24-320.4d	Гибридный Г-д	Конт	ВЭЗ
31	MS24-321.9d	Гибридный Г-д	Конт	ВЭЗ
32	MS24-321.9x	Роговик (обломок)	Конт	ВЭЗ
33	MS24-322.3L	Г-д	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
34	MS24-322.3M	Г-д оливинный	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
35	MS24-322.6	Г-д оливинный такситовидный	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
36	MS24-323.4L	Лейкогаббро с хромитом и сульфидами (в составе такситового г-д)	МСХ	ВЭЗ
37	MS24-323.4LH	Лейкогаббро с хромитом и сульфидами (в составе такситового г-д)	МСХ	ВЭЗ
38	MS24-323.4M	Пикритовый Г-д с хромитом и сульфидами (в составе такситового г-д)	МСХ	ВЭЗ
39	MS24-324.0	Лейкогаббро с хромитом и сульфидами (в составе такситового г-д)	МСХ	ВЭЗ
40	MS24-324.3	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
41	MS24-324.7	Г-д такситовый с сульфидами	МС6Х	ВЭЗ
42	MS24-324.7L	Г-д лейкократовый с сульфидами	МС6Х	ВЭЗ

43	MS24-325.4L	Г-д лейкократовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
44	MS24-325.4M	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
45	MS24-325.7	Г-д такситовый с сульфидами	МС6Х	ВЭЗ
46	MS24-326.8	Г-д такситовый	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
47	MS24-327.6	Г-д такситовый	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
48	MS24-328.2M	Г-д оливиновый	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
49	MS24-328.2tx	Г-д такситовидный	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
50	MS24-330.2L	Лейкогаббро	МС6Х	ВЭЗ
51	MS24-330.2M	Г-д оливиновый	ВЭЗ-Нер	ВЭЗ
52	N19-11-3	Г-д такситовый	ТаксР	ГЗ
53	N19-11-4	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	ПикХР	ГЗ
54	N19-12-4	Г-д пикритовый с сульфидами	ПикР	ГЗ
55	MS38-329.2	Роговик	Конт	Вэкз
56	MS38-329.7	Г-д гибридный	Конт	ВЭЗ
57	MS38-330.5	Г-д контактовый	Конт	ВЭЗ
58	MS38-331.4	Г-д контактовый с сульфидными каплями	Конт	ВЭЗ
59	MS38-332.5	Г-д такситовидный		ВЭЗ
60	MS38-333.7	Г-д такситовый	МС6Х	ВЭЗ
61	MS38-334.8	Г-д такситовый		ВЭЗ
62	MS38-335.7	Г-д такситовый	МС6Х	ВЭЗ
63	MS38-336.9	Г-д такситовый		ВЭЗ
64	MS38-337.9	Г-д такситовый	МС6Х	ВЭЗ
65	MS38-338.7	Г-д пойкилоофитовый		ГЗ
66	MS38-339.9	Г-д оливинсодержащий		ГЗ
67	MS57-370.4	Контактовая брекчия	Конт	ВЭЗ
68	MS57-374.6	Контактовая брекчия с хромитом и сульфидами	МСБр	ВЭЗ
69	MS57-375.6	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
70	MS57-377.1	Г-д такситовидный		ВЭЗ
71	MS53-465.7	Роговик и перекристаллизованный базальт	Конт	Вэкз
72	MS53-466.2	Г-д гибридный лейкократовый	Конт	ВЭЗ
73	MS53-474.5	Лейкогаббро такситовидное		ВЭЗ
74	MS53-481.8	Г-д такситовый	МС6Х	ВЭЗ
75	MS53-482.0	Г-д такситовый		ВЭЗ
76	MS53-485.1	Г-д пикритовый такситовидный	ПикР	ГЗ
77	MS53-491.0	Г-д с сульфидными каплями		НЭЗ
78	MN44-493.9	Г-д гибридный с сульфидами		ВЭЗ
79	MN44-495.9	Лейкогаббро		ВЭЗ
80	MN44-504.5	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
81	MN44-510.1	Г-д оливиновый такситовидный		ГЗ
82	MN44-511.1	Г-д оливиновый		ГЗ
83	MN44-513.2	Габбродолерит пикритовый		ГЗ
84	MN44-513.4	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	ПикХР	ГЗ- НЭЗ
85	MN44-514.7	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	ПикХР	ГЗ- НЭЗ
86	MN44-515.5	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	ПикХР	ГЗ- НЭЗ
87	MN44-515.5	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	ПикХР	ГЗ- НЭЗ
88	MN44-517.4	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	ПикХР	ГЗ- НЭЗ
89	MN44-520.0	Габродолерит такситовый лейкократовый		НЭЗ
90	MN44-524.6	Г-д такситовый измененный		НЭЗ
91	MN44-529.2	Г-д с сульфидной минерализацией		НЭЗ

92	MN44-531.3	Г-д гибридный с сульфидной и магнетитовой минерализацией		НЭЗ
93	RH265-553.0	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	МСХ	ВЭЗ
94	RH265-707.0	Г-д такситовый с хромитом и сульфидами	ПикХР	ГЗ
95	RH265-721.0	Г-д пикритовый		ГЗ
96	RH265-723.0	Г-д пикритовый		ГЗ
97	RH265-724.0	Г-д пикритовый		ГЗ
98	RH265-725.0	Г-д пикритовый		ГЗ
99	RH265-735.0	Г-д пикритовый		ГЗ
100	AM-63	Контактная брекчия с хромитом и сульфидами	МСБр	ВЭЗ

Таблица П2. Представительные анализы (ЕРМА) хромшпинелидов из изученных пород. В колонке Прим. указан вмещающий минерал (если со * - то минерал интенсивно вторично изменен); если указано «мпг» - хромит ассоциирует с минералом платиновой группы; «ске» - скелетный (кружевной) хромит из брекчии, «кс» - хромит из трещинки в ксенолите брекчии

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
1	МСХ	MP-14	pl*	0.72	16.86	6.15	22.91	48.99	42.97	6.69	0.54	3.23	0.11	0.10	11.80	99.60
2	МСХ	MP-14	pl*	0.72	16.66	6.22	22.84	48.72	42.73	6.66	0.50	3.13	0.14	0.10	11.54	99.03
3	МСХ	MP-14	pl*	0.72	1.87	22.53	39.04	25.15	21.37	4.20	0.25	10.77	0.13	0.04	47.30	100.49
4	МСХ	MP-14	pl*	0.64	6.18	16.08	31.48	39.15	30.76	9.32	0.42	6.20	0.14	0.10	26.43	100.39
5	МСХ	MP-14	pl*	0.74	14.16	7.53	24.55	45.77	39.72	6.72	0.47	3.68	0.14	0.13	14.17	97.16
6	МСХ	MP-14	срх*	1.35	6.68	11.98	39.23	35.21	30.74	4.97	0.33	6.47	0.13	0.07	27.29	101.46
7	МСХ	MP-14	срх*	1.25	6.04	12.19	38.53	35.52	30.92	5.11	0.33	5.78	0.14	0.04	24.98	99.83
8	МСХ	MP-14	срх*	1.25	11.63	6.96	26.00	49.15	37.99	12.40	0.39	3.64	0.13	0.11	14.59	99.26
9	МСХ	MP-14	срх*	1.21	11.70	6.93	26.25	49.09	38.18	12.12	0.41	3.54	0.14	0.11	14.17	99.38
10	МСХ	MP-14	ol*	0.94	11.26	7.77	30.27	45.96	37.95	8.91	0.46	3.55	0.13	0.09	14.27	100.42
11	МСХ	MP-14	ol*	0.97	11.13	7.49	30.50	47.01	38.30	9.69	0.44	3.34	0.15	0.10	13.46	101.13
12	МСХ	MP-14	ol*	1.02	11.57	7.83	29.03	47.92	39.72	9.11	0.41	2.67	0.16	0.10	10.70	100.73
13	МСХ	MP-14	мпг	0.76	7.34	6.02	37.77	45.93	36.86	10.08	0.46	1.58	0.24	0.23	7.11	100.32
14	МСХ	MP-14	мпг	0.78	7.32	6.00	37.71	45.78	36.85	9.93	0.43	1.58	0.24	0.18	7.09	100.02
15	МСХ	MP-14	мпг	0.73	7.65	6.16	38.27	44.80	37.36	8.26	0.43	1.42	0.23	0.17	6.34	99.85
16	МСХ	MP-14	мпг	0.75	7.31	6.24	38.65	44.48	37.19	8.10	0.42	1.33	0.24	0.13	5.98	99.54
17	МСХ	MP-14	мпг	0.76	7.16	8.33	37.44	43.61	37.81	6.45	0.51	1.15	0.25	0.16	5.12	99.36
18	МСХ	MP-14	мпг	0.86	6.40	7.45	42.02	38.98	33.09	6.54	0.41	3.73	0.15	0.10	16.71	100.09
19	МСХ	MP-14	мпг	0.87	5.80	7.73	42.99	38.41	32.79	6.25	0.43	3.71	0.14	0.09	16.77	100.17
20	МСХ	MP-14	мпг	0.83	7.03	7.22	41.22	39.00	33.53	6.08	0.42	3.91	0.10	0.10	17.22	99.84
24	МСХ	MP-20	срх	0.45	3.86	11.59	34.66	42.33	27.82	16.13	0.38	6.04	0.13	0.12	27.91	99.56
25	МСХ	MP-20	срх	0.44	3.07	13.98	35.94	37.70	25.34	13.73	0.34	7.35	0.09	0.13	34.07	99.03
26	МСХ	MP-20	срх	0.43	3.31	13.26	35.77	39.08	25.94	14.60	0.37	7.12	0.09	0.14	32.85	99.58
27	МСХ	MP-20	ol*	0.44	8.04	6.29	24.77	55.05	34.74	22.57	0.46	3.19	0.13	0.17	14.06	98.56
28	МСХ	MP-20	ol*	0.42	8.70	6.21	22.66	56.37	34.86	23.91	0.46	3.48	0.14	0.20	15.09	98.64
29	МСХ	MP-20	ol*	0.48	8.66	6.24	22.33	56.97	34.70	24.75	0.43	3.67	0.16	0.20	15.84	99.13
30	МСХ	MP-20	pl*	0.40	8.02	6.23	22.68	57.04	34.05	25.55	0.45	3.67	0.10	0.22	16.11	98.82
31	МСХ	MP-20	pl*	0.50	9.48	3.65	23.45	58.90	37.27	24.03	0.46	2.17	0.05	0.28	9.39	98.92
32	МСХ	MP-20	pl*	0.49	10.43	3.89	23.48	58.10	38.24	22.08	0.42	2.19	0.13	0.28	9.27	99.41
33	МСХ	MP-20	pl	0.29	1.16	22.66	35.05	30.02	21.34	9.64	0.31	10.23	0.10	0.09	46.07	99.90
34	МСХ	MP-20	pl	0.29	1.38	21.40	34.64	31.38	21.66	10.81	0.31	9.98	0.10	0.09	45.10	99.57
35	МСХ	MP-20	pl	0.41	3.42	11.34	35.01	43.37	28.85	16.14	0.38	5.26	0.14	0.12	24.53	99.45
36	МСХ	MP-20	pl	0.45	6.69	10.02	30.11	45.35	30.23	16.80	0.39	6.11	0.11	0.18	26.48	99.42
37	МСХ	MP-20	pl	0.29	1.35	21.17	34.25	32.82	23.00	10.91	0.30	8.87	0.16	0.10	40.71	99.31
38	МСХ	MP-20	pl	0.34	1.74	18.32	35.11	34.33	23.05	12.54	0.34	8.83	0.09	0.09	40.57	99.20
39	МСХ	MP-20	мпг	0.44	9.65	6.26	21.62	56.62	36.06	22.84	0.48	3.38	0.10	0.35	14.31	98.90
40	МСХ	MP-20	мпг	0.43	9.76	6.24	21.83	56.07	36.01	22.29	0.47	3.44	0.15	0.35	14.55	98.74
41	МСХ	MP-20	мпг	0.48	9.74	6.12	21.09	56.97	35.70	23.63	0.45	3.68	0.12	0.32	15.53	98.97
42	МСХ	MP-20	мпг	0.45	9.52	6.19	22.06	56.36	35.53	23.15	0.44	3.59	0.10	0.38	15.25	99.09
43	МСХ	MP-20	мпг	0.47	9.09	6.08	22.21	56.92	35.38	23.93	0.48	3.39	0.13	0.37	14.57	99.13
44	МСХ	MP-20	мпг	0.46	9.23	6.20	20.81	56.14	35.13	23.34	0.45	3.52	0.11	0.41	15.16	97.32
45	МСХ	MP-30	pl	0.42	2.26	18.92	41.07	30.05	27.13	3.24	0.30	6.59	0.14	0.05	30.19	99.79

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
47	MCX	MP-30	pl	0.45	2.59	23.68	36.55	30.53	27.99	2.82	0.30	6.93	0.22	0.05	30.59	101.28
48	MCX	MP-30	pl	0.48	2.85	19.84	39.93	30.08	27.64	2.71	0.29	6.83	0.15	0.04	30.55	100.49
49	MCX	MP-30	pl	0.55	4.58	17.18	39.13	33.81	31.24	2.86	0.30	5.22	0.22	0.06	22.95	101.04
50	MCX	MP-30	pl	0.47	3.63	18.71	39.07	31.99	29.75	2.49	0.26	5.66	0.19	0.06	25.31	100.05
51	MCX	MP-30	pl	0.50	3.86	16.84	40.77	32.92	30.16	3.06	0.25	5.42	0.21	0.06	24.26	100.82
52	MCX	MP-30	pl	0.51	3.47	17.65	40.76	32.60	29.88	3.01	0.29	5.51	0.19	0.06	24.73	101.03
53	MCX	MP-30	pl	0.44	2.32	26.04	35.58	28.38	26.05	2.59	0.27	8.38	0.16	0.04	36.44	101.60
54	MCX	MP-30	pl	0.42	2.22	25.97	35.48	28.18	25.80	2.64	0.26	8.36	0.12	0.06	36.59	101.06
55	MCX	MP-30	ol*	0.48	11.93	7.26	33.50	43.29	39.28	4.45	0.35	3.02	0.13	0.09	12.06	100.06
56	MCX	MP-30	ol*	0.56	5.35	11.21	41.95	37.97	34.04	4.37	0.34	3.14	0.21	0.05	14.10	100.78
57	MCX	MP-30	ol*	0.56	5.71	11.71	40.86	37.76	34.16	4.00	0.32	3.27	0.22	0.05	14.56	100.46
58	MCX	MP-30	срх*	0.57	13.98	2.83	34.99	45.93	42.90	3.37	0.36	1.36	0.13	0.12	5.35	100.27
59	MCX	MP-30	срх*	0.49	15.45	5.00	31.03	45.26	42.88	2.65	0.34	2.49	0.21	0.12	9.38	100.38
60	MCX	MP-30	срх*	0.52	15.38	4.87	31.63	44.97	42.92	2.28	0.35	2.42	0.17	0.12	9.13	100.42
61	MCX	MP-30	срх*	0.53	7.30	9.86	39.13	39.93	36.02	4.35	0.34	2.63	0.31	0.06	11.50	100.09
62	MCX	MP-30	срх*	0.50	12.57	6.99	33.40	43.47	40.14	3.70	0.38	2.81	0.18	0.10	11.08	100.40
63	MCX	MP-30	срх	0.57	9.64	9.34	36.57	39.68	36.59	3.43	0.34	3.73	0.15	0.08	15.35	100.10
64	MCX	MP-30	срх	0.53	9.98	7.49	38.45	39.46	36.55	3.23	0.35	3.74	0.16	0.10	15.41	100.25
65	MCX	MP-30	срх	0.53	9.08	7.34	40.25	39.28	36.10	3.53	0.36	3.47	0.19	0.12	14.61	100.61
66	MCX	MP-30	срх	0.53	9.04	8.43	39.70	38.72	35.85	3.19	0.36	3.77	0.14	0.10	15.78	100.79
67	MCX	MP-30	мпг	0.58	13.51	1.21	39.84	42.93	41.66	1.41	0.35	1.61	0.13	0.18	6.44	100.33
68	MCX	MP-30	мпг	0.56	12.60	1.57	40.74	42.74	41.08	1.84	0.37	1.47	0.13	0.18	6.00	100.36
69	MCX	MP-30	мпг	0.61	12.81	1.09	40.32	43.28	41.24	2.26	0.40	1.39	0.15	0.17	5.67	100.23
70	MCX	MP-30	мпг	0.57	12.80	1.80	40.02	42.48	40.96	1.68	0.39	1.65	0.12	0.16	6.68	99.98
71	MCX	MP-30	мпг	0.58	10.17	1.23	43.59	40.82	38.50	2.58	0.40	1.34	0.13	0.17	5.85	98.43
72	MCX	MP-30	мпг	0.60	9.86	1.17	45.45	40.34	38.36	2.21	0.38	1.46	0.21	0.14	6.35	99.60
73	MCX	MP-30	мпг	0.63	10.19	1.29	44.45	40.76	38.58	2.42	0.31	1.56	0.15	0.16	6.70	99.50
74	MCX	MP-30	мпг	0.57	10.76	1.26	43.28	41.09	39.12	2.19	0.34	1.40	0.14	0.19	6.01	99.04
75	MCX	MP-31	ol*	0.47	7.85	4.19	14.49	67.19	35.49	35.22	0.47	2.18	0.08	0.22	9.86	97.14
76	MCX	MP-31	ol*	0.43	7.84	4.10	13.60	68.01	35.64	35.97	0.53	1.94	0.14	0.16	8.83	96.76
77	MCX	MP-31	ol*	0.49	7.98	5.33	11.44	68.86	36.31	36.17	0.61	1.67	0.11	0.13	7.59	96.62
78	MCX	MP-31	pl*	0.42	8.95	4.00	12.79	68.14	37.47	34.09	1.53	0.68	0.27	0.19	3.14	96.97
79	MCX	MP-31	pl*	0.41	8.22	4.03	12.27	69.22	36.15	36.74	0.58	1.85	0.10	0.14	8.34	96.82
80	MCX	MP-31	pl*	0.47	8.03	5.17	12.48	68.21	36.18	35.59	0.49	1.94	0.07	0.12	8.72	96.98
81	MCX	MP-31	срх	0.40	4.52	8.20	23.10	55.65	28.63	30.03	0.36	5.30	0.04	0.20	24.80	97.76
82	MCX	MP-31	срх	0.42	7.43	5.32	18.81	60.25	31.92	31.49	0.43	4.42	0.12	0.21	19.79	97.41
83	MCX	MP-31	срх	0.40	4.20	10.37	23.85	51.96	27.07	27.65	0.37	6.30	0.12	0.21	29.31	97.79
84	MCX	MP-31	срх	0.38	3.97	10.77	24.83	50.65	26.73	26.59	0.37	6.38	0.10	0.23	29.84	97.69
85	MCX	MP-31	срх	0.43	6.83	6.14	18.96	59.70	30.45	32.50	0.40	5.24	0.11	0.20	23.48	98.01
87	MCX	MP-31	срх	0.38	3.88	10.90	25.54	50.04	26.49	26.17	0.35	6.59	0.11	0.20	30.71	97.99
88	MCX	MP-31	срх	0.38	3.93	10.88	25.50	50.43	26.69	26.38	0.39	6.52	0.11	0.21	30.34	98.36
89	MCX	MP-31	срх	0.41	4.34	10.01	24.04	52.18	26.99	28.00	0.33	6.51	0.08	0.20	30.05	98.10
90	MCX	MP-31	срх	0.41	1.96	16.79	35.30	34.94	22.58	13.74	0.31	8.80	0.08	0.18	40.99	98.78
91	MCX	MP-31	срх	0.39	2.41	14.16	31.21	41.57	24.46	19.02	0.34	7.47	0.12	0.20	35.24	97.88
92	MCX	MP-31	срх	0.41	2.18	14.10	35.45	36.91	22.04	16.53	0.32	9.05	0.12	0.19	42.25	98.72
93	MCX	MP-31	срх	0.42	2.09	16.09	35.99	34.12	21.70	13.80	0.33	9.33	0.11	0.16	43.38	98.64

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
94	MCX	MP-25		0.38	4.35	9.09	34.44	44.80	30.37	16.04	0.41	3.98	0.17	0.17	18.93	97.80
95	MCX	MP-25		0.42	5.94	8.12	33.26	45.71	31.74	15.53	0.43	3.96	0.18	0.16	18.19	98.19
96	MCX	MP-25		0.42	5.07	7.18	32.93	48.23	32.18	17.84	0.47	2.94	0.17	0.19	13.98	97.59
97	MCX	MP-25		0.40	5.76	8.29	32.79	45.17	31.21	15.51	0.43	4.02	0.18	0.14	18.67	97.17
98	MCX	MP-25		0.42	3.04	13.74	36.50	36.11	24.28	13.15	0.35	7.82	0.12	0.14	36.46	98.24
99	MCX	MP-25		0.43	3.16	13.79	36.60	36.52	24.78	13.05	0.34	7.67	0.13	0.14	35.55	98.78
100	MCX	MP-25		0.43	3.32	13.29	36.45	37.66	25.70	13.29	0.32	7.13	0.13	0.14	33.07	98.88
101	MCX	MP-25		0.42	3.27	13.41	36.71	36.57	24.50	13.41	0.31	7.91	0.11	0.15	36.50	98.86
102	MCX	MP-25		0.44	4.30	11.95	35.06	39.19	26.70	13.87	0.34	6.80	0.13	0.14	31.22	98.36
103	MCX	MP-25		0.45	5.45	9.53	33.24	44.03	30.07	15.51	0.39	5.00	0.15	0.15	22.86	98.39
104	MCX	MP-25		0.49	8.89	5.38	27.56	51.59	34.47	19.02	0.43	3.68	0.13	0.19	15.99	98.34
105	MCX	MP-25		0.44	7.56	7.30	30.98	47.27	32.82	16.06	0.40	4.20	0.13	0.18	18.58	98.46
106	MCX	MP-25		0.49	8.96	5.04	26.86	53.13	35.63	19.46	0.41	2.89	0.11	0.26	12.63	98.17
107	MCX	MP-25		0.33	1.94	16.41	35.78	36.70	25.66	12.27	0.33	6.61	0.11	0.10	31.47	98.32
108	MCX	MP-25		0.34	3.45	14.24	33.71	39.43	26.88	13.95	0.32	6.43	0.15	0.11	29.88	98.19
109	MCX	MP-25		0.35	2.23	15.19	36.69	36.29	25.14	12.39	0.34	6.99	0.15	0.10	33.11	98.33
110	MCX	MP-25		0.42	3.70	13.35	35.69	37.83	25.91	13.24	0.35	7.22	0.10	0.13	33.18	98.79
111	MCX	MP-25		0.44	3.88	12.66	35.84	38.38	26.20	13.53	0.34	7.09	0.10	0.14	32.54	98.86
112	MCX	MP-25		0.55	6.76	4.42	24.23	57.79	33.67	26.80	0.40	2.69	0.13	0.25	12.46	97.22
113	MCX	MP-25		0.54	6.37	4.15	24.06	58.58	33.34	28.04	0.45	2.62	0.14	0.22	12.29	97.13
114	MCX	MP-19		0.44	6.72	6.21	35.48	45.33	32.02	14.79	0.45	4.22	0.10	0.21	19.01	99.17
115	MCX	MP-19		0.46	6.26	5.92	35.88	45.65	31.68	15.53	0.45	4.16	0.09	0.18	18.96	99.06
116	MCX	MP-19		0.44	5.85	5.97	35.85	45.85	31.33	16.13	0.48	4.07	0.11	0.17	18.81	98.80
117	MCX	MP-19		0.44	5.79	5.72	35.74	46.45	31.56	16.55	0.46	3.87	0.14	0.19	17.93	98.80
118	MCX	MP-19		0.41	6.18	6.17	35.83	44.98	31.32	15.18	0.45	4.25	0.11	0.18	19.46	98.56
119	MCX	MP-19		0.42	4.42	11.27	37.07	39.40	27.70	13.00	0.38	6.36	0.12	0.19	29.03	99.63
120	MCX	MP-19		0.41	4.78	10.48	36.72	40.30	28.17	13.48	0.39	6.13	0.14	0.21	27.95	99.56
121	MCX	MP-19		0.39	4.87	9.45	36.52	40.90	28.25	14.06	0.39	5.87	0.13	0.22	27.03	98.75
122	MCX	MP-19		0.42	4.91	9.63	36.21	40.78	28.26	13.92	0.40	5.89	0.13	0.22	27.07	98.59
123	MCX	MP-19		0.44	6.36	7.62	36.14	42.35	30.17	13.54	0.42	5.28	0.15	0.27	23.79	99.03
124	MCX	MP-19		0.37	2.65	14.41	37.40	36.63	24.87	13.08	0.34	7.55	0.11	0.18	35.10	99.66
125	MCX	MP-19		0.37	2.73	14.07	37.41	36.35	24.47	13.20	0.35	7.72	0.11	0.19	35.98	99.30
126	MCX	MP-19		0.36	2.74	14.10	37.24	36.63	24.69	13.27	0.34	7.61	0.15	0.18	35.46	99.34
127	MCX	MP-19		0.40	3.85	12.06	37.28	37.66	25.61	13.38	0.39	7.42	0.11	0.20	34.04	99.36
128	MCX	MP-19		0.29	1.62	20.73	34.78	33.09	23.29	10.89	0.32	8.64	0.13	0.17	39.79	99.78
129	MCX	MP-19		0.35	3.36	13.36	36.66	37.60	26.04	12.85	0.37	6.88	0.13	0.21	32.01	98.92
130	MCX	MP-27		0.38	5.63	6.81	27.43	54.21	33.12	23.44	0.42	2.73	0.18	0.21	12.82	98.00
131	MCX	MP-27		0.51	7.44	3.27	20.10	62.74	34.71	31.15	0.40	2.30	0.10	0.28	10.56	97.13
132	MCX	MP-27		0.46	7.04	3.78	22.12	61.08	34.31	29.74	0.41	2.49	0.11	0.27	11.45	97.77
133	MCX	MP-27		0.49	6.35	2.84	20.54	64.29	34.13	33.53	0.43	2.07	0.09	0.24	9.76	97.35
134	MCX	MP-27		0.39	3.39	12.32	35.93	39.95	27.29	14.07	0.40	5.91	0.14	0.18	27.84	98.59
135	MCX	MP-27		0.39	7.57	6.70	31.30	47.75	33.10	16.28	0.45	3.90	0.14	0.24	17.36	98.46
137	MCX	MP-27		0.31	2.61	15.89	35.55	37.63	26.52	12.35	0.37	6.45	0.16	0.15	30.23	99.11
138	MCX	MP-27		0.32	2.57	15.77	35.56	37.72	26.36	12.63	0.34	6.56	0.15	0.15	30.71	99.14
139	MCX	MP-27		0.35	5.13	10.53	33.29	43.54	30.36	14.64	0.40	4.66	0.15	0.22	21.49	98.29
140	MCX	MP-27		0.35	2.69	14.44	36.64	36.89	24.72	13.52	0.37	7.55	0.10	0.16	35.25	99.19

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
141	MCX	MP-27		0.36	2.80	13.95	36.68	36.93	24.79	13.49	0.37	7.47	0.10	0.15	34.95	98.80
142	MCX	MP-27		0.33	1.85	18.56	35.04	34.72	23.59	12.37	0.33	8.28	0.12	0.14	38.48	99.37
143	MCX	MP-27		0.30	2.14	18.43	33.93	36.09	24.55	12.83	0.34	7.81	0.15	0.13	36.18	99.33
144	MCX	MP-27		0.30	1.56	20.76	34.08	33.37	23.25	11.24	0.33	8.56	0.13	0.10	39.61	99.18
145	MCX	MP-27		0.45	6.12	9.70	32.52	42.65	28.86	15.33	0.39	6.17	0.14	0.19	27.59	98.33
146	MCX	MP-27		0.46	6.20	9.51	32.93	43.11	29.14	15.53	0.37	6.19	0.12	0.17	27.47	99.06
147	MCX	MC24-323.4	ol	0.44	2.61	11.3	32.3	43.1	28.9	15.8	0.44	3.44	0.19	0.12	17.51	93.93
148	MCX	MC24-323.4	ol	0.46	1.85	12.7	33.3	42.9	28.7	15.8	0.44	3.47	0.2	0.12	17.72	95.32
149	MCX	MC24-323.4	ol	0.42	2.18	13.5	33.2	42.2	28.9	14.7	0.4	3.71	0.19	0.11	18.58	95.95
150	MCX	MC24-323.4	ol	0.45	5.14	9.48	30.4	45.9	31.6	15.9	0.47	3.19	0.14	0.13	15.25	95.30
151	MCX	MC24-323.4	ol	0.48	2.46	12.6	33.7	41.4	28.7	14.2	0.41	3.85	0.2	0.12	19.30	95.20
152	MCX	MC24-323.4	ol	0.48	2.03	11.7	34.3	42.8	28.5	15.9	0.44	3.73	0.21	0.11	18.91	95.79
153	MCX	MC24-323.4	pl*	0.88	7.62	6.12	24.5	56.6	35.5	23.5	н/а	2.92	н/а	н/а	12.78	98.68
154	MCX	MC24-323.4	pl*	0.79	6.49	6.52	26.1	55.7	35	23.1	н/а	2.54	н/а	н/а	11.46	98.12
155	MCX	MC24-323.4	pl*	1.09	8.56	6.27	24.4	54.8	36	20.9	н/а	3.03	н/а	н/а	13.04	98.12
156	MCX	MC24-323.4	срх*	0.74	7.89	6.44	25.3	55	35.6	21.6	н/а	2.97	н/а	н/а	12.95	98.32
157	MCX	MC24-323.4	срх*	1.29	6.92	6.82	26.2	54.8	35.2	21.8	н/а	2.8	н/а	н/а	12.41	98.87
158	MCX	MC24-323.4	срх*	0.93	8.39	6.33	25.1	55.6	36.2	21.6	н/а	3.1	н/а	н/а	13.24	99.44
159	MCX	MC24-323.4	срх*	0.93	7.32	6.56	24.3	56.3	35.1	23.6	н/а	3	н/а	н/а	13.21	98.45
160	MCX	MC24-323.4	pl	0.56	2.04	17.6	37.3	35.3	25.7	10.7	н/а	7.43	н/а	н/а	33.95	100.29
161	MCX	MC24-323.4	pl	0.6	2.02	17.3	37.3	34.8	25.4	10.4	н/а	7.4	н/а	н/а	34.15	99.36
162	MCX	MC24-323.4	pl	0.59	1.95	18.4	36.7	29.7	20.6	10.1	н/а	10.2	н/а	н/а	46.89	97.53
163	MCX	MC24-323.4	pl	0.64	2.07	18.2	37.5	29.4	21.5	8.75	н/а	9.67	н/а	н/а	44.49	97.45
164	MCX	MC24-323.4	pl	0.63	2.12	17.6	37	29.7	21	9.67	н/а	9.87	н/а	н/а	45.57	96.98
165	MCX	MC24-323.4	pl	0	2.09	17.7	36.9	29.5	20.8	9.67	н/а	9.75	н/а	н/а	45.47	95.94
166	MCX	MC24-323.4	pl	0	1.53	22.5	35.5	26.7	19	8.53	н/а	11.4	н/а	н/а	51.75	97.60
167	MCX	MC24-323.4	pl	0.32	1.35	22.9	34.8	27.3	18.9	9.28	н/а	11.5	н/а	н/а	52.04	98.18
168	MCX	MC24-323.4	pl	0.43	1.37	22.6	35.4	27.6	19	9.58	н/а	11.7	н/а	н/а	52.37	99.12
169	MCX	MC24-323.4	срх	0.79	5.94	10.3	32	46.5	32.3	15.8	н/а	4.73	н/а	н/а	20.69	100.28
170	MCX	MC24-323.4	срх	0.59	5.89	9.96	32.5	46	32	15.6	н/а	4.73	н/а	н/а	20.85	99.65
171	MCX	MC24-323.4	срх	0.63	5.49	10.3	33.2	43.7	30.4	14.8	н/а	5.36	н/а	н/а	23.92	98.60
172	MCX	MC24-323.4	срх	0.92	5.85	10.7	32.1	44.2	30.9	14.7	н/а	5.34	н/а	н/а	23.53	99.03
173	MCX	MC24-323.4	срх	0.91	5.17	10.4	32.4	42.3	29.3	14.4	н/а	5.44	н/а	н/а	24.84	96.60
174	MCX	MC24-323.4	срх	1.01	5.15	10.8	32.8	42.5	29.6	14.3	н/а	5.52	н/а	н/а	24.93	97.72
175	MCX	MC24-324.0		0.46	2.82	16.8	38.4	33.2	24.7	9.36	0.11	8.33	0.11	0.12	37.51	100.35
176	MCX	MC24-324.0		0.45	2.55	17	38.3	33	24.5	9.46	0.11	8.21	0.14	0.16	37.41	99.91
177	MCX	MC24-324.0		0.49	2.05	18.9	38.7	30.2	22.2	8.93	0.1	9.76	0.13	0.16	43.92	100.56
178	MCX	MC24-324.0		0.44	2.07	18.8	38.5	30.2	22.3	8.8	0.09	9.58	0.12	0.17	43.34	100.05
179	MCX	MC24-324.0		0.5	6.28	8.59	38.8	41.1	32.6	9.44	0.27	4.1	0.19	0.2	18.28	100.04
181	MCX	MC24-324.0		0.51	3.78	11.3	39.3	39.4	29.4	11.1	0.24	5.03	0.17	0.17	23.33	99.91
182	MCX	MC24-324.0		0.45	4.18	14.1	37.6	38	29.2	9.84	0.21	5.9	0.18	0.15	26.48	100.76
183	MCX	MC24-324.0		0.46	1.94	18.9	37.6	30.2	22.1	8.96	0.06	9.4	0.14	0.13	43.05	98.86
184	MCX	MC24-324.0		0.42	1.96	19.3	38.6	29.6	21.7	8.83	0.06	10.1	0.11	0.12	45.34	100.25
185	MCX	MC24-324.0		0.46	1.86	19.3	38.7	29	20.8	9.14	0.03	10.6	0.14	0.14	47.52	100.10
186	MCX	MC24-324.0		0.45	2.43	16.8	37.3	35.6	25.9	10.8	0.15	7.25	0.17	0.17	33.30	100.30

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
187	MCX	MC24-324.0		0.79	10.2	5.98	34.8	45.2	37.9	8.14	0.29	2.84	0.15	0.06	11.78	100.35
188	MCX	MC24-324.0		0.55	6.37	8.41	39.5	42.1	35.6	7.15	0.29	2.1	0.24	0.13	9.51	99.64
189	MCX	MC24-324.0		0.63	7.25	8.56	39.2	41.1	35.4	6.36	0.21	2.96	0.17	0.1	12.95	100.23
190	MCX	MC24-324.0		0.63	11.8	4.34	33.7	46.1	40.2	6.49	0.61	1.52	0.2	0.05	6.32	98.91
191	MCX	MC24-324.0		0.58	10.3	4.05	36.7	46.6	39.8	7.59	0.43	1.25	0.21	0.05	5.30	100.13
192	MCX	MC24-324.0		0.51	10	3.85	37.6	45.6	39.7	6.56	0.71	0.76	0.18	0.06	3.30	99.27
193	MCX	MC24-324.3	pl	0.43	1.58	17.9	34.3	33.2	23.5	10.8	н/а	7.55	н/а	н/а	36.43	94.98
194	MCX	MC24-324.3	pl	0.34	1.7	17.7	34.3	32.3	22.6	10.8	н/а	8.08	н/а	н/а	38.94	94.43
195	MCX	MC24-324.3	pl	0.35	2	16.5	36.4	33.8	24.3	10.5	н/а	7.41	н/а	н/а	35.18	96.41
196	MCX	MC24-324.3	pl	0.47	5.9	9.2	30.3	45.2	30.4	16.5	н/а	4.97	н/а	н/а	22.56	96.11
197	MCX	MC24-324.3	pl	0.47	2.42	13.4	35	37.4	26.5	12	н/а	5.94	н/а	н/а	28.50	94.63
198	MCX	MC24-324.3	pl	0.4	1.93	17.7	35.1	32	23.5	9.49	н/а	7.69	н/а	н/а	36.86	94.78
199	MCX	MC24-324.3	pl	0	2.07	18.5	35.4	30.7	22.3	9.35	н/а	8.76	н/а	н/а	41.15	95.50
200	MCX	MC24-324.3	pl	0.38	1.63	19.4	35.5	28.6	20.2	9.24	н/а	9.92	н/а	н/а	46.62	95.37
201	MCX	MC24-324.3	pl	0.47	1.58	20.5	35.2	28.3	20	9.26	н/а	10.4	н/а	н/а	48.15	96.38
202	MCX	MC24-324.3	pl	0.4	1.8	21	35.3	28	19.7	9.2	н/а	11	н/а	н/а	49.74	97.48
203	MCX	MC24-324.3	pl	0.34	1.73	20.7	35.7	27	19.3	8.59	н/а	10.9	н/а	н/а	50.23	96.46
204	MCX	MC24-324.3	pl	0	1.77	19.8	35.6	27.3	19.3	8.97	н/а	10.6	н/а	н/а	49.58	95.12
205	MCX	MC24-324.3	срх*	0.9	7.14	8.22	26.7	49	31.9	19	н/а	4.74	н/а	н/а	20.93	96.65
206	MCX	MC24-324.3	срх*	0.71	7.29	7.84	26.6	48	31.7	18.1	н/а	4.54	н/а	н/а	20.31	94.98
207	MCX	MC24-324.3	срх*	0.84	7.02	7.82	26.1	49.7	33	18.5	н/а	3.58	н/а	н/а	16.20	95.03
208	MCX	MC24-324.3	срх*	0.74	6.96	7.22	26.4	48.2	32.1	17.9	н/а	3.7	н/а	н/а	17.05	93.28
209	MCX	MC24-324.3	срх	0.65	5.22	10.3	32	44.1	30	15.6	н/а	5.22	н/а	н/а	23.65	97.53
210	MCX	MC24-324.3	срх	0.71	5.14	10.3	32.2	43.3	29.3	15.6	н/а	5.61	н/а	н/а	25.45	97.29
211	MCX	MC24-324.3	срх	0.66	5.19	10.5	32.7	43.4	29.7	15.2	н/а	5.51	н/а	н/а	24.85	97.87
212	MCX	MC24-324.3	срх	0.82	5.55	10.4	32.8	42.4	29.7	14.1	н/а	5.59	н/а	н/а	25.10	97.47
213	MCX	MC24-324.3	срх	0.72	5.24	10.6	32.9	43.2	29.2	15.6	н/а	6.07	н/а	н/а	27.05	98.71
214	MCX	MC24-324.3	срх	0.84	5.59	11	32.8	42.4	30	13.8	н/а	5.67	н/а	н/а	25.20	98.30
215	MCX	MC24-324.3	ol	0.71	7.21	7.95	26.8	49.6	34.3	17	н/а	2.82	н/а	н/а	12.77	95.03
216	MCX	MC24-324.3	ol	0.69	5.39	8.77	30.3	48	33.6	15.9	н/а	2.87	н/а	н/а	13.20	96.00
217	MCX	MC24-324.3	ol	0.54	6.29	8.18	30	48.7	33.7	16.7	н/а	3.1	н/а	н/а	14.10	96.75
218	MCX	MC24-324.3	ol	0.69	5.45	7.77	29.4	48.6	32.5	17.9	н/а	2.9	н/а	н/а	13.70	94.82
219	MCX	MC24-324.3	ol*	0.75	6.91	6.97	30.5	50.7	34.7	17.8	н/а	3.12	н/а	н/а	13.80	98.95
220	MCX	MC24-324.3	ol*	0.59	6.76	7.27	30.3	51	34.8	18	н/а	2.98	н/а	н/а	13.23	98.88
221	MCX	MC24-324.3	мпг	0.75	7.47	6.69	24.8	55.5	35.1	22.7	н/а	3.05	н/а	н/а	13.39	98.31
222	MCX	MC24-324.3	мпг	0.78	6.71	6.58	25.1	54.8	34.4	22.7	н/а	2.75	н/а	н/а	12.47	96.70
223	MCX	MC24-324.3	мпг	0.76	6.42	6.75	25.2	55	34.5	22.8	н/а	2.5	н/а	н/а	11.43	96.69
224	MCX	MC24-324.3	мпг	1.18	7.49	7.71	25.3	53	34.8	20.3	н/а	3.33	н/а	н/а	14.58	98.06
225	MCX	MC24-324.3	мпг	0.78	8.71	6.71	25.4	53	35.6	19.3	н/а	3.35	н/а	н/а	14.34	97.99
226	MCX	MC24-324.3	мпг	0.74	7.86	6.86	26.2	54.1	35.5	20.7	н/а	3.2	н/а	н/а	13.85	98.95
227	MCX	MC24-324.3	мпг	0.84	7.04	6.99	26.4	54.2	34.8	21.5	н/а	3.08	н/а	н/а	13.62	98.47
228	MCX	MC24-324.3	мпг	0.9	8.46	6.97	26.2	53.2	36	19.1	н/а	3.18	н/а	н/а	13.59	98.91
229	MCX	MC24-325.4		0.39	4.85	10.8	34.9	40.6	28.7	13.3	0.36	5.46	0.11	0.34	25.34	97.73
231	MCX	MC24-325.4		0.48	3.69	12.2	34.6	39.5	25.2	16	0.35	7.58	0.12	0.22	34.93	98.83
232	MCX	MC24-325.4		0.32	1.68	18.9	35.8	32.6	22.3	11.4	0.38	8.84	0.15	0.23	41.43	98.85

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
233	MCX	MC24-325.4		0.3	1.38	21.8	36.2	28.7	19.5	10.2	0.33	11.1	0.14	0.21	50.29	100.12
234	MCX	MC24-325.4		0.3	1.3	22.7	36.1	27.6	18.9	9.65	0.32	11.5	0.1	0.22	52.08	100.13
235	MCX	MC24-325.4		0.39	4.35	9.8	33.9	44.3	30.7	15.2	0.52	3.53	0.23	0.33	17.01	97.42
236	MCX	MC24-325.4		0.3	1.1	24	35.1	26	17.2	9.79	0.26	12.6	0.11	0.22	56.65	99.75
237	MCX	MC24-325.4		0.8	11.1	6.01	18.6	56.7	37.3	21.6	0.49	2.84	0.09	0.22	11.94	96.86
238	MCX	MC24-325.4		0.43	4.9	9.65	33.4	44.2	30.9	14.8	0.47	3.69	0.21	0.33	17.55	97.29
239	MCX	MC24-325.4		0.42	5.97	6.19	33	47.4	32.6	16.5	0.48	2.79	0.19	0.32	13.20	96.82
240	MCX	B16284		0.31	1.37	21.6	36.5	28.1	18.8	10.4	0.3	11.6	0.12	0.17	52.45	100.21
241	MCX	B16284		0.35	1.78	19.4	37.2	29.4	19.8	10.6	0.28	11	0.11	0.17	49.60	99.62
242	MCX	B16284		0.41	2.46	15.5	38.8	31.8	21.5	11.5	0.33	9.66	0.13	0.16	44.42	99.25
243	MCX	B16284		0.3	1.26	22.7	36.3	27.8	18.7	10	0.28	11.9	0.09	0.14	53.04	100.72
244	MCX	B16284		0.39	2.48	15.1	38.1	33.7	23	11.9	0.34	8.65	0.1	0.15	40.15	98.95
245	MCX	B16284		0.37	1.86	15.9	38.1	33.9	22.9	12.2	0.35	8.41	0.09	0.16	39.51	99.17
246	MCX	B16284		0.38	2.14	15.3	37.4	35.3	24.4	12.2	0.39	7.41	0.17	0.18	35.15	98.76
247	MCX	B16284		0.41	2.56	14.3	38	34.6	23.4	12.5	0.36	8.22	0.1	0.16	38.45	98.73
248	MCX	B16284	ol	0.42	3.16	12.3	37.4	36.6	25.4	12.5	0.39	6.76	0.11	0.16	32.22	97.19
249	MCX	B16284	ol	0.41	3.35	9.15	36.2	40.6	25.5	16.7	0.42	6.36	0.11	0.21	30.72	96.79
250	MCX	B16284	ol	0.46	2.63	9.68	40	37.9	27	12.1	0.42	4.87	0.21	0.15	24.34	96.34
251	MCX	B16284	ol	0.48	3.45	10.6	36.1	40.3	27.9	13.8	0.44	4.92	0.2	0.2	23.92	96.73
252	MCX	B16284	ol	0.49	3.08	8.99	34	43	27.6	17.1	0.52	4.33	0.23	0.19	21.86	94.81
253	MCX	B16284	ol	0.38	1.09	9.61	36	42.5	25.1	19.3	0.44	5.09	0.19	0.16	26.55	95.44
254	MCX	B16284	ol	0.5	2.97	8.3	31.9	45.5	28.2	19.2	0.46	3.62	0.21	0.25	18.64	93.73
255	MCX	B16284	ol	0.39	1.35	9.17	36.4	42.9	26.1	18.7	0.42	4.55	0.23	0.16	23.72	95.58
256	MCX	B16284	ol	0.47	4.19	8.62	34.4	41.6	26.5	16.8	0.44	5.93	0.18	0.21	28.49	96.07
257	MCX	PH265 553.0		0.36	1.33	21.8	36.4	27	18.9	9.02	0.21	11.4	0.07	0.09	51.82	98.60
258	MCX	PH265 553.0		0.42	3.6	16.2	34	36.3	27.7	9.52	0.29	5.86	0.17	0.14	27.36	96.94
259	MCX	PH265 553.0		0.53	7.11	10.3	37.3	37.3	31.3	6.62	0.27	5.22	0.16	0.15	22.89	98.37
260	MCX	PH265 553.0		0.52	8.68	9.14	37.2	37.5	33.4	4.56	0.34	4.6	0.14	0.14	19.71	98.23
261	MCX	PH265 553.0		0.48	4.1	16.4	37.3	33.2	27.9	5.82	0.33	6.2	0.19	0.14	28.35	98.24
262	MCX	PH265 553.0		0.52	9.26	7.76	35.5	40.8	35.1	6.34	0.3	3.65	0.16	0.14	15.62	98.12
263	MCX	PH265 553.0		0.39	1.35	21.8	36.5	26.9	18.8	9.03	0.19	11.5	0.09	0.09	52.10	98.84
264	MCX	PH265 553.0		0.52	7.17	10.1	37.4	36.9	31.2	6.35	0.27	5.26	0.12	0.14	23.12	97.86
266	MCX	PH265 553.0		0.4	2.55	17.7	36.9	29.9	21.2	9.75	0.24	9.99	0.12	0.13	45.70	98.02
267	MCX	PH265 553.0		0.51	8.94	8.51	37	38.7	34.8	4.4	0.29	3.77	0.15	0.15	16.18	98.11
268	MCX	PH265 553.0		0.5	4.12	14.3	37.9	33.5	26.5	7.75	0.29	6.89	0.16	0.12	31.61	97.73
269	MCX	PH265 553.0		0.46	3.02	15.8	38	31.7	23.6	8.98	0.25	8.44	0.08	0.12	38.91	97.85
270	MCX	PH265 553.0		0.43	2.55	17.9	36.7	31.2	22.9	9.31	0.22	8.97	0.1	0.1	41.14	98.21
271	MCX	MH44-504.5		0.28	1.12	21.8	33.3	34.2	23.6	11.8	0.28	8.27	0.13	0.09	38.41	99.50
272	MCX	MH44-504.5		0.33	1.92	17.6	33.5	39	26.2	14.2	0.3	6.57	0.13	0.12	30.85	99.47
273	MCX	MH44-504.5		0.54	3.24	13.6	32.8	43.6	29	16.3	0.32	5.13	0.1	0.13	23.97	99.44
274	MCX	MH44-504.5		0.51	6.1	8.2	28.8	52.1	33.4	20.7	0.33	3.41	0.08	0.16	15.37	99.68
275	MCX	MH44-504.5		0.5	5.51	9.2	30.2	50.4	32.3	20.1	0.34	4.05	0.11	0.14	18.23	100.40
276	MCX	MH44-504.5		0.54	5.65	8.02	29.9	51.5	33.2	20.3	0.38	3.22	0.13	0.14	14.77	99.41
277	MCX	MC53-481.8		0.31	1.02	18.6	33.2	27	18.6	9.43	0.21	9.27	0.07	0.12	47.08	89.84
278	MCX	MC53-481.8		0.33	1.1	21.2	34.7	30.6	20.7	11	0.24	9.88	0.08	0.12	45.99	98.23
279	MCX	MC53-481.8		0.62	4.56	11.6	33.3	41.3	26.2	16.8	0.28	7.58	0.08	0.19	34.02	99.42

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
280	МСХ	МС53-481.8		0.66	7.16	5.22	23.2	58.1	32.9	28	0.36	3.96	0.09	0.28	17.65	99.06
281	МСХ	МС53-481.8		0.75	6.34	6.32	16.9	63.1	33.3	33.2	0.36	2.99	0.1	0.24	13.78	97.14
282	МСБр	МС57-374.6		0.91	3.82	21.2	45.8	12.4	12.4	0	0.94	12.5	1.02	0	64.18	98.57
283	МСБр	МС57-374.6		1.09	3.61	19.5	46.4	14.2	14.2	0	1.22	10.8	1.26	0	57.64	98.16
284	МСБр	МС57-374.6		1.13	3.58	16.5	48.9	16.1	16.1	0	1.37	9.56	1.01	0	51.47	98.06
285	МСБр	МС57-374.6		1	5.07	14.2	50.7	17.3	17.3	0	1.68	8.38	1.27	0	46.37	99.51
286	МСБр	МС57-374.6		1.02	3.61	14.8	43.3	28.3	25.7	2.88	0.33	7.47	0.15	0.01	34.15	98.91
287	МСБр	МС57-374.6		1.03	4.35	14.9	42.1	28	26.2	2	0.33	7.4	0.17	0.02	33.44	98.28
288	МСБр	МС57-374.6		1.01	5.4	15.1	40.6	28.8	27.5	1.39	0.33	7.31	0.16	0.02	32.13	98.82
289	МСБр	МС57-374.6		0.99	3.52	16.5	40.9	29.1	26	3.51	0.33	7.4	0.16	0.02	33.66	98.90
290	МСБр	МС57-374.6		1.07	3.5	14.4	41.7	34.9	32.2	2.96	0.64	3.15	0.21	0.02	14.85	99.56
291	МСБр	МС57-374.6		0.93	3.12	13.1	41.4	33.3	31.8	1.66	0.56	4.05	0.2	0.01	18.52	96.65
292	МСБр	МС57-374.6		1.02	5.17	13.6	43.5	28.3	28.1	0.29	0.35	6.65	0.15	0	29.67	98.79
293	МСБр	МС57-374.6		1.02	5.25	12.2	42.5	32	30.9	1.27	0.46	4.52	0.14	0.01	20.69	98.07
294	МСБр	МС57-374.6		1.18	4.26	10.7	41.6	35	32.3	3.02	0.68	3.29	0.13	0.01	15.38	96.88
295	МСБр	МС57-374.6	ске	1.31	2.15	24.1	45.5	10.1	10.1	0	1.36	15.4	0.96	н/а	73.18	100.83
296	МСБр	МС57-374.6	ске	1.6	2.8	23.4	45.6	10.3	10.3	0	1.15	14.8	0.97	н/а	71.84	100.63
297	МСБр	МС57-374.6	ске	0.93	1.53	1.89	69.3	16.1	16.1	0	2.54	8.77	0.82	н/а	49.27	101.88
298	МСБр	МС57-374.6	ске	0.9	0.58	1.44	70	16.5	16.5	0	2.91	8.21	0.96	н/а	47.01	101.46
299	МСБр	МС57-374.6	ске	1.07	0.43	1.47	67.6	20.4	20.4	0	3.86	4.99	0.91	н/а	30.37	100.72
300	МСБр	МС57-374.6	ске	2.34	1.27	6.24	64.1	15.2	15.2	0	1.99	9.98	0.6	н/а	53.86	101.77
301	МСБр	МС57-374.6	ске	2.52	6.16	11.3	43.4	22.1	22.1	0	2.14	6.55	0.93	н/а	34.52	95.12
302	МСБр	МС57-374.6	ске	2.59	3.87	10.4	45.3	28.4	28.4	0	2.78	3.78	0.78	н/а	19.16	97.90
303	МСБр	МС57-374.6	ске	1.87	3.87	9.64	53.6	17.4	17.4	0	2.21	8.24	0.92	н/а	45.78	97.78
304	МСБр	АМ-63		1.42	4.82	13.8	42.3	30.4	29.5	0.98	0.3	5.53	0.14	0.03	25.02	98.71
305	МСБр	АМ-63		1.13	4.51	14.5	42.3	30.5	29.7	0.89	0.28	5.28	0.15	0.03	24.04	98.67
306	МСБр	АМ-63		1.09	5.26	12.6	42.6	31.3	30.2	1.19	0.29	5.19	0.13	0.03	23.44	98.49
307	МСБр	АМ-63		1.05	10.4	6.07	39.1	39.5	38.7	0.87	0.39	1.95	0.14	0.02	8.23	98.60
309	МСБр	АМ-63		0.32	1.4	22	35.3	27.5	18.4	10.2	0.21	11.7	0.13	0.21	53.10	98.78
311	МСБр	АМ-63		0.34	1.92	18.2	36.8	30.5	20.4	11.2	0.26	10.2	0.12	0.15	47.20	98.47
312	МСБр	АМ-63		1.34	4.44	14.2	43.5	28.1	27.1	1.13	0.29	7.01	0.15	0.01	31.57	98.97
313	МСБр	АМ-63		1.35	4.5	14.8	41.7	30.4	29.6	0.92	0.3	5.32	0.2	0.02	24.25	98.56
314	МСБр	АМ-63		1.35	6.04	11.3	41.7	33.8	32.7	1.32	0.33	3.93	0.15	0.03	17.64	98.70
315	МСБр	АМ-63		0.97	4.93	13.8	43.3	28.7	27.9	0.93	0.32	6.7	0.16	0.01	29.99	98.83
316	МСБр	АМ-63		1.29	5.19	13.5	42.1	30.6	30	0.59	0.29	5.32	0.18	0.03	23.99	98.53
317	МСБр	АМ-63		1.05	14.3	4.86	34.2	41.7	41.7	0	0.38	1.99	0.11	0.02	7.82	98.65
318	МСБр	АМ-63		0.93	17.4	3.82	26.4	47.5	45.4	2.25	0.41	1.18	0.14	0.04	4.40	97.75
319	МСБр	АМ-63		1.14	6.52	9.43	42.5	35.7	34.5	1.38	0.32	2.8	0.19	0	12.66	98.61
320	МСБр	АМ-63	кк	2.56	20	2.06	16.6	51	45.2	6.47	4.11	<0.2	0.86	н/а	0.00	97.19
321	МСБр	АМ-63	кк	2.97	15.8	2.04	22.3	50.8	43.3	8.31	2.63	<0.2	0.42	н/а	0.00	96.91
322	МСБр	АМ-63	кк	2.81	17.3	2.19	20.8	51.5	44.8	7.41	2.7	<0.2	0.68	н/а	0.00	97.95
323	МСБр	АМ-63	кк	2.57	17.4	2.21	18.5	50.9	44.5	7.11	3.23	<0.2	0.56	н/а	0.00	95.36
324	МСБр	АМ-63	кк	1.9	22.8	2.61	14.8	47.7	45.5	2.42	6.43	<0.2	1.07	н/а	0.00	97.22
325	МСБр	АМ-63	кк	1.5	20.3	3.12	15.3	46.9	46.3	0.6	4.09	<0.2	0.72	н/а	0.00	91.93
326	МСБр	АМ-63	кк	2.49	19.9	2.14	17.5	51	46.1	5.37	3.25	<0.2	0.45	н/а	0.00	96.71

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
327	МСБр	АМ-63	кс	1.65	21.5	3.08	17.1	48.5	47	1.67	4.08	<0.2	0.77	н/а	0.00	96.62
328	ПикХР	МН44-514.7		0.31	1.34	20.5	34.4	33.7	23	11.9	0.26	8.63	0.1	0.12	40.05	99.36
329	ПикХР	МН44-514.7		0.35	1.63	18.5	36	33.5	23.1	11.5	0.27	8.42	0.07	0.12	39.34	98.83
330	ПикХР	МН44-514.7		0.55	5.78	7.31	34.4	45.2	29.5	17.5	0.34	5.61	0.11	0.23	25.33	99.56
331	ПикХР	МН44-514.7		0.39	2.69	15.9	34.9	37.2	25.4	13.2	0.3	7.38	0.13	0.15	34.11	99.09
332	ПикХР	МН44-514.7		0.35	2.66	3.56	25.5	62.7	29.8	36.5	0.71	2.93	0.16	0.21	14.88	98.79
333	ПикХР	МН44-514.7		0.4	2.32	2.43	17.1	73.7	31	47.5	0.82	2.01	0.08	0.26	10.38	99.19
334	ПикХР	МН44-513.4		0.49	5.32	7.99	34	46.6	30	18.4	0.33	5.27	0.11	0.19	23.82	100.29
335	ПикХР	МН44-513.4		0.25	1.04	21.4	33.6	33.8	22.7	12.3	0.23	8.74	0.12	0.12	40.66	99.30
336	ПикХР	МН44-513.4		0.31	1.71	19	33.7	37.9	24.7	14.7	0.27	7.96	0.11	0.15	36.48	101.07
337	ПикХР	МН44-513.4		0.52	5.48	5.96	28.4	55.9	31.3	27.3	0.38	4.55	0.11	0.28	20.56	101.52
338	ПикХР	МН44-513.4		0.37	2.06	2.67	22.5	66.2	29.5	40.7	0.42	2.58	0.1	0.23	13.45	97.12
339	ПикХР	МН44-515.5		0.3	1.12	3.99	30.8	60.2	29.9	33.7	0.63	2.25	0.16	0.22	11.83	99.61
340	ПикХР	МН44-515.5		0.35	1.92	5.19	32.6	55.7	29.7	28.9	0.51	3.33	0.14	0.23	16.66	99.92
341	ПикХР	МН44-515.5		0.44	3.68	6.12	33	51.1	29.4	24	0.44	4.2	0.16	0.26	20.25	99.33
342	ПикХР	МН44-515.5		0.49	3.85	10.9	35.3	42.8	27.7	16.7	0.34	6.13	0.14	0.23	28.27	100.22
343	ПикХР	МН44-515.5		0.35	1.78	18.2	36.2	34.8	23.8	12.3	0.26	8.29	0.11	0.17	38.31	100.28
344	ПикХР	МН44-515.5		0.36	1.65	19.1	36.1	33.5	22.8	11.9	0.23	8.94	0.1	0.18	41.15	100.10
345	ПикХР	МН44-515.5		0.35	1.5	21	35.4	32.7	22.4	11.4	0.23	9.47	0.11	0.17	42.95	100.84
346	ПикХР	МН44-515.5		0.31	1.14	23.1	34.3	30.2	21	10.3	0.22	10.1	0.11	0.18	46.27	99.64
347	ПикХР	МН44-515.5		0.29	1.07	24.2	34.1	30.2	21.1	10.1	0.22	10.4	0.1	0.17	46.64	100.76
348	ПикХР	МН44-515.5		0.3	1.06	23.5	34.1	30.9	21.5	10.5	0.23	9.94	0.1	0.17	45.19	100.34
349	ПикХР	МН44-517.4		0.3	2.03	1.37	6.29	83.9	30.6	59.3	0.54	1.73	0.03	0.29	9.13	96.51
350	ПикХР	МН44-517.4		0.39	3.19	2.82	17.9	65.4	29	40.5	0.47	2.75	0.1	0.24	14.47	93.28
351	ПикХР	МН44-517.4		0.46	3.14	3.93	23.6	63.7	30.1	37.4	0.41	3.33	0.11	0.24	16.48	98.92
352	ПикХР	МН44-517.4		0.37	2.11	3.83	28.8	56.5	28.3	31.4	0.44	3.16	0.14	0.2	16.61	95.62
354	ПикХР	МН44-517.4		0.39	2.18	13.8	35.2	37	24.4	14	0.27	6.78	0.13	0.15	33.12	95.91
355	ПикХР	МН44-517.4		0.29	1.11	22.1	34.2	33.4	22.6	12	0.23	9.22	0.13	0.13	42.09	100.83
356	ПикХР	МН44-517.4		0.38	2.08	15.5	36.5	36.6	24.1	13.9	0.27	7.93	0.1	0.13	37.01	99.51
357	ПикХР	N19-11-4		0.57	4.16	1.56	11.4	72.1	31.3	45.4	0.36	1.6	0.01	0.31	8.36	92.10
358	ПикХР	N19-11-4		0.8	5.14	4.92	20.9	56.8	28.3	31.7	0.43	4.59	0.1	0.33	22.42	93.98
359	ПикХР	N19-11-4		0.54	2.74	1.44	11.9	73.6	30.6	47.7	0.34	1.19	0	0.3	6.49	92.01
360	ПикХР	N19-11-4		0.61	4.26	12.4	34.2	38.6	24.7	15.5	0.37	8.21	0.1	0.22	37.25	98.88
361	ПикХР	N19-11-4		0.33	2.1	17.3	37.4	32.2	21.8	11.6	0.34	9.38	0.11	0.26	43.39	99.44
362	ПикХР	N19-11-4		0.59	4.82	9.16	29	43	25	20	0.42	7.07	0.09	0.26	33.49	94.44
363	ПикХР	N19-11-4		0.46	3.78	1.58	11.6	72.5	30.2	47	0.57	2.02	0.07	0.35	10.65	92.92
364	ПикХР	N19-11-4		0.78	3.93	1.49	14.5	69.5	31	42.7	0.65	1.41	0.09	0.39	7.47	92.70
365	ПикХР	N19-11-4		0.82	9.21	4.3	19.9	57.6	33.8	26.4	0.49	3.74	0.12	0.36	16.45	96.48
366	ПикХР	N19-11-4		0.65	7.12	8.3	29.4	46	30.2	17.5	0.43	5.51	0.16	0.24	24.51	97.72
367	ПикХР	N19-11-4		0.69	8	7.87	27.7	46	29.8	18	0.38	6.22	0.15	0.25	27.09	97.26
368	ПикХР	N19-11-4	ol	0.43	2.74	9.52	35.3	43.7	28.6	16.8	0.42	3.95	0.19	0.17	19.76	96.42
369	ПикХР	N19-11-4	ol	0.53	4.98	8.2	31.8	45.6	30.1	17.2	0.41	4.04	0.16	0.2	19.31	95.88
370	ПикХР	N19-11-4	ol	0.76	4.46	6.1	30.8	48.7	30.9	19.9	0.42	2.68	0.23	0.21	13.41	94.45
371	ПикХР	N19-11-4	ol	0.83	3.46	7.22	30.1	49.3	29.9	21.5	0.45	2.86	0.26	0.23	14.53	94.69
372	ПикХР	N19-11-4	ol	0.7	5.09	6.88	29.2	49.8	31.4	20.4	0.45	2.93	0.22	0.23	14.23	95.52
373	ПикХР	MP-9		0.55	2.24	16.3	40.1	30.8	21.8	9.93	0.33	9.62	0.09	0.11	43.98	100.08

	Тип	Обр.	Прим	V ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Mg#	сум
374	ПикХР	MP-9		0.73	7.94	4.73	18.3	60.9	35.1	28.7	0.38	2.18	0.08	0.21	9.98	95.44
375	ПикХР	MP-9		0.67	12.1	4.49	19.2	56.3	37.4	20.9	0.42	3.18	0.09	0.19	13.14	96.57
376	ПикХР	MP-9		0.76	12.8	4.4	18.4	54.9	35.9	21.2	0.43	4.62	0.1	0.2	18.67	96.61
377	ПикХР	MP-9		0.53	2.08	16.8	40.4	29.4	20.6	9.68	0.31	10.3	0.11	0.12	47.11	100.02
378	ПикХР	MP-9		0.5	9.13	8.08	39.4	36.7	33.6	3.36	0.36	4.76	0.15	0.13	20.13	99.20
379	ПикХР	MP-9		0.45	3.86	12.7	34.6	39.2	26.3	14.3	0.39	6.78	0.18	0.15	31.45	98.28
380	ПикХР	MP-9		0.4	3.19	22.3	37.1	29.7	26.8	3.22	0.33	7.62	0.2	0.07	33.66	100.80
381	ПикХР	RH265-707.0		0.58	2.55	14.7	39.4	32.5	22.5	11.2	0.34	9.07	0.1	0.13	41.84	99.41
382	ПикХР	RH265-707.0		0.59	4.45	13.4	36.7	35.5	25.5	11.2	0.36	8.01	0.13	0.17	35.93	99.33
383	ПикХР	RH265-707.0		0.54	2.21	16.4	39.9	30.2	20.9	10.3	0.29	10.2	0.08	0.13	46.42	99.85
384	ПикХР	RH265-707.0		0.58	4.35	12	37.3	36.8	26.1	11.9	0.37	7.35	0.12	0.15	33.42	99.05
385	ПикХР	RH265-707.0		0.54	2.03	16.9	40.3	29.4	20.8	9.59	0.28	10.2	0.06	0.15	46.71	99.89
386	ПикХР	RH265-707.0		0.7	7.42	8.68	32.8	43	31.8	12.5	0.44	4.84	0.18	0.17	21.36	98.25
387	ПикХР	RH265-707.0		0.57	3.94	12.7	37	38.2	28	11.4	0.38	5.93	0.18	0.14	27.42	99.11
388	ПикХР	RH265-707.0		0.5	2.19	15.9	39.8	30.9	21.4	10.7	0.34	9.71	0.12	0.12	44.77	99.64
389	ПикХР	RH265-707.0		0.95	3.38	13.6	44.1	32.1	29.1	3.28	0.41	4.95	0.28	0.1	23.25	99.87
390	ПикХР	RH265-707.0		0.71	9.3	8.05	31.4	44.1	34	11.2	0.4	4.55	0.11	0.2	19.22	98.88
391	ПикХР	RH265-707.0		0.58	2.84	14.5	39.2	32.8	23.3	10.5	0.31	8.57	0.12	0.14	39.58	99.03
392	ПикХР	RH265-707.0		0.8	13.1	5.66	31.3	45	40.6	4.9	0.47	2.11	0.15	0.18	8.46	98.83

Таблица ПЗ. Валовый химический состав изученных пород (оксиды и потери при прокаливании (п.п.п.) – в мас. %, элементы – в ppm.

Тип Обр	1 MCX MC24-324.0	2 MCX MC24-324.3	3 MCX MC24-323.4LH	4 MCX MC24-323.4L	5 MCX MP-30tr	6 MCX MP-19M	7 MCX B16274	8 MCX MC24-323.4M
SiO ₂	26.66	30.42	26.22	32.87	37.19	38.60	35.54	34.51
TiO ₂	1.58	1.53	2.93	1.76	1.81	1.40	1.25	1.49
Al ₂ O ₃	17.35	17.55	13.51	13.87	16.96	16.82	15.21	15.30
FeO	19.21	16.30	23.57	18.76	14.60	13.46	15.10	16.99
MnO	0.27	0.24	0.32	0.25	0.17	0.18	0.21	0.23
MgO	7.35	9.07	6.61	9.19	7.14	7.06	9.99	9.16
CaO	5.38	7.05	7.83	7.39	6.61	5.78	6.14	7.28
Na ₂ O	1.29	1.22	1.20	1.25	1.94	2.97	1.64	1.39
K ₂ O	0.35	0.39	0.20	0.23	0.37	0.81	0.90	0.28
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.03	0.04	0.19	0.11	0.14	0.04
Cr ₂ O ₃	14.51	12.58	12.24	9.09	8.23	7.89	7.70	7.61
П.п.п.	2.03	0.71	1.34	1.81	2.43	2.45	3.35	2.52
сумXRF	99.32	99.41	99.72	99.18	99.82	99.61	99.66	99.41
Cs	0.60	0.61	0.27	0.64	0.77	0.45	1.8	0.78
Rb	9.9	12.2	5.4	5.8	10.9	25.3	26.8	8.7
Ba	85.5	96.0	52.9	57.9	144	202	211	67.7
Th	0.47	0.21	0.17	0.26	2.0	1.5	0.98	0.26
U	0.19	0.081	0.11	0.12	0.72	0.47	0.29	0.12
Nb	1.2	0.7	0.9	1.1	7.1	4.9	3.8	1.0
Ta	0.076	0.041	0.062	0.064	0.47	0.31	0.25	0.062
La	4.1	1.8	2.5	2.3	13.7	10.6	10.7	2.6
Ce	7.7	4.1	5.1	5.1	30.0	22.3	22	5.3
Pr	0.89	0.54	0.63	0.68	3.6	2.7	2.5	0.67
Sr	156	169	186	139	250	436	215	176
Nd	4.1	2.7	2.9	3.2	14.8	11.5	10.1	3.3
Sm	1.0	0.75	0.84	0.99	3.2	2.8	2.2	0.90
Zr	28.8	16.3	18.7	22.8	100.2	80.9	50.9	20.5
Hf	0.69	0.43	0.56	0.64	2.4	1.9	1.3	0.57
Eu	0.62	0.48	0.50	0.47	1.3	0.89	0.80	0.49
Gd	1.2	0.91	0.98	1.2	3.0	2.8	2.2	1.1
Tb	0.19	0.15	0.17	0.20	0.46	0.42	0.35	0.17
Dy	1.2	0.97	1.1	1.3	2.8	2.6	2.2	1.1
Y	7.1	5.5	5.8	7.3	14.6	14.2	12.0	6.5
Ho	0.26	0.20	0.22	0.27	0.55	0.52	0.45	0.24
Er	0.72	0.56	0.61	0.78	1.5	1.5	1.3	0.69
Tm	0.12	0.085	0.092	0.11	0.23	0.21	0.19	0.11
Yb	0.79	0.60	0.61	0.79	1.6	1.5	1.3	0.75
Lu	0.11	0.084	0.088	0.11	0.21	0.21	0.17	0.098
S	2.3	0.58	1.5	0.64	0.59	0.51	0.32	0.81
Ni	6227	1195	3362	1295	443	1197	1618	1752
Cu	5280	748	3317	1150	145	1011	884	1577
Co	121	64	125	87	66	49	70	86
Ir	0.203			0.016		0.19	0.20	
Ru	0.35			0.16		0.22	0.22	
Rh	2.32			0.48		1.22	1.05	
Pd	35.03			7.29		13.75	5.34	
Pt	15.5			3.39		8.50	6.78	

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	9 MCX MP-31	10 MCX MP-25	11 MCX B16284	12 MCX MC24-325.4M	13 MCX MP-27	14 MCX B16273Crr	15 MCX MP-20	16 MCX MP-19L	17 MCX MC57 375.6	18 MCX MH44 504.5
SiO₂	36.73	41.08	35.75	38.27	42.70	44.92	43.01	46.74	41.26	40.97
TiO₂	0.85	1.42	0.68	1.01	1.50	1.50	0.82	0.85	0.74	0.85
Al₂O₃	16.14	15.09	10.43	14.17	15.97	16.07	18.23	18.14	16.21	17.09
FeO	14.46	13.89	16.12	15.35	12.50	10.97	10.64	8.81	12.67	10.95
MnO	0.18	0.17	0.22	0.20	0.17	0.17	0.16	0.12	0.18	0.15
MgO	10.11	8.98	18.54	11.04	8.03	7.12	8.91	7.74	10.09	7.85
CaO	4.31	5.09	6.01	9.08	6.02	10.09	9.10	7.01	9.38	6.91
Na₂O	2.52	3.07	0.76	1.06	3.18	2.29	2.46	3.39	1.14	3.05
K₂O	0.80	0.82	0.27	0.41	0.94	0.89	1.13	1.03	0.76	0.73
P₂O₅	0.05	0.16	0.06	0.05	0.16	0.16	0.08	0.16	0.06	0.06
Cr₂O₃	6.92	4.55	4.02	3.85	3.72	2.02	1.84	1.24	1.97	3.10
П.п.п.	3.77	3.17	3.69	2.85	2.77	1.97	1.20	3.09	2.33	5.52
сумXRF	99.18	99.58	99.51	99.92	99.53	99.85	99.80	99.78	98.61	98.77
Cs	0.57	0.60	0.46	1.1	0.67	0.43	2.6	0.78	1.31	11.14
Rb	30.0	22.7	7.2	14.7	28.1	22.4	34.5	32.9	27.21	21.96
Ba	192	169	65.6	84.0	211	277	217	245	209.72	156.08
Th	0.30	1.6	0.41	0.67	1.5	1.6	0.68	2.2	0.66	0.48
U	0.13	0.50	0.16	0.30	0.46	0.49	0.25	0.69	0.33	0.21
Nb	0.9	5.9	1.7	1.4	6.0	6.7	2.4	8.2	2.30	1.63
Ta	0.054	0.37	0.091	0.083	0.38	0.41	0.15	0.52	0.17	0.06
La	2.6	11.0	2.8	3.3	11.7	12.5	4.9	14.5	6.25	3.32
Ce	5.1	24.7	6.4	7.4	26.0	28	11.3	32.1	12.36	7.37
Pr	0.65	3.1	0.86	0.95	3.2	3.4	1.5	3.9	1.45	1.01
Sr	529	422	127	138	486	330	385	492	224.57	380.23
Nd	3.1	13.1	4.1	4.3	14.0	14.7	6.9	16.8	5.85	4.50
Sm	0.87	3.2	1.2	1.2	3.3	3.5	1.9	4.0	1.58	1.26
Zr	19.2	89.0	24.9	40.0	90.3	99.3	40.8	108.5	50.09	37.31
Hf	0.54	2.3	0.71	1.1	2.3	2.6	1.1	2.7	1.29	0.94
Eu	0.32	0.89	0.45	0.52	1.0	1.2	0.74	1.1	0.64	0.48
Gd	1.0	3.2	1.4	1.5	3.3	3.5	2.2	4.0	1.81	1.46
Tb	0.17	0.49	0.23	0.25	0.51	0.55	0.34	0.61	0.32	0.24
Dy	1.1	3.0	1.5	1.7	3.1	3.5	2.3	3.8	2.05	1.55
Y	6.0	16.1	8.3	9.3	16.2	18.2	12.6	21.3	13.07	10.38
Ho	0.23	0.61	0.32	0.35	0.63	0.69	0.47	0.76	0.44	0.33
Er	0.65	1.7	0.91	1.00	1.7	1.8	1.3	2.1	1.30	0.93
Tm	0.096	0.24	0.14	0.15	0.25	0.27	0.20	0.31	0.20	0.14
Yb	0.67	1.7	0.93	1.1	1.7	1.8	1.4	2.1	1.25	0.86
Lu	0.098	0.23	0.13	0.15	0.23	0.25	0.20	0.30	0.20	0.14
S	0.53	0.21	1.4	1.0	0.15	0.50	0.42	0.60	1.11	0.25
Ni	1703	1044	3747	2287	648	705	1490	769	797	596
Cu	1299	1195	4680	1469	539	669	881	518	852	573
Co	81	67	156	109	61	56	67	50	121	74
Ir	0.19	0.06	0.10	0.17	0.04	0.07	0.03	0.03	0.05	0.07
Ru	0.15	0.09	0.15	0.14	0.09	0.06	0.14	0.19	0.07	0.06
Rh	2.02	0.37	0.61	0.54	0.41	0.31	0.57	0.38	0.25	0.29
Pd	23.65	3.71	3.31	7.86	4.52	3.65	6.34	2.78	3.05	2.63
Pt	11.91	2.31	4.22	3.69	3.78	2.64	1.63	1.21	1.52	1.76

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	19	20	21	22	23	24	25	26
	МСХ МС24-325.4L	МСХ MP-18	МСХ MP-29M	МСБр МС57-374.6	МС6Х МС53-481.8	МС6Х МС24-325.7	МС6Х МС24-330.2L	МС6Х B16273Crp
SiO ₂	42.71	46.16	39.86	39.45	42.17	47.21	47.05	47.26
TiO ₂	0.45	0.60	1.55	1.02	0.58	1.00	0.94	0.66
Al ₂ O ₃	21.81	17.99	14.87	15.33	14.17	16.08	15.38	22.07
FeO	7.87	9.09	16.04	11.55	9.75	10.42	9.43	7.05
MnO	0.11	0.12	0.17	0.15	0.15	0.16	0.14	0.11
MgO	6.73	8.93	7.25	5.63	14.67	7.45	7.83	5.16
CaO	12.01	8.45	7.40	7.71	8.59	11.66	13.18	10.33
Na ₂ O	1.41	1.63	2.13	2.22	0.75	2.55	2.04	2.11
K ₂ O	0.69	1.07	0.47	0.43	0.18	0.31	0.51	1.50
P ₂ O ₅	0.05	0.09	0.23	0.16	0.06	0.12	0.09	0.12
Cr ₂ O ₃	0.96	0.12	3.18	1.19	0.27	0.07	0.08	0.04
П.п.п.	2.88	4.26	4.39	10.81	6.33	1.50	1.48	2.65
сумXRF	99.27	100.05	99.99	99.41	99.26	100.20	99.56	100.27
Cs	0.78	1.1	0.69	0.79	1.00	0.61	0.48	0.70
Rb	23.0	38.6	12.0	9.85	6.33	5.9	12.5	49.5
Ba	132	285	216	173.93	63.14	93.2	109	318
Th	0.40	1.6	2.4	3.89	0.59	1.0	0.77	1.1
U	0.17	0.48	0.99	1.30	0.33	0.49	0.31	0.34
Nb	1.4	5.6	8.0	11.26	2.16	3.5	2.8	4.7
Ta	0.095	0.37	0.54	0.73	0.13	0.22	0.18	0.29
La	3.4	10.6	31.9	14.40	3.77	6.9	5.6	8.7
Ce	7.3	21.8	68.5	28.20	8.10	15.3	12.8	18.9
Pr	0.93	2.6	8.0	3.65	1.11	2.0	1.8	2.3
Sr	239	682	273	231.21	148.62	237	238	390
Nd	4.3	10.8	30.4	14.20	4.94	10.0	8.2	10.0
Sm	1.2	2.5	6.0	3.54	1.48	2.8	2.4	2.3
Zr	28.0	78.8	106.9	144.22	46.25	65.2	57.7	65.2
Hf	0.76	1.9	2.6	3.39	1.08	1.9	1.6	1.6
Eu	0.50	0.92	1.6	1.13	0.52	1.0	0.87	0.95
Gd	1.3	2.5	5.0	3.60	1.53	3.2	2.9	2.3
Tb	0.21	0.38	0.77	0.58	0.26	0.54	0.47	0.36
Dy	1.4	2.3	4.5	3.64	1.80	3.6	3.1	2.2
Y	8.0	12.9	23.0	24.88	11.79	20.3	17.5	11.8
Ho	0.29	0.47	0.89	0.79	0.38	0.74	0.64	0.44
Er	0.84	1.3	2.4	2.24	1.13	2.1	1.8	1.2
Tm	0.12	0.20	0.35	0.32	0.16	0.31	0.27	0.18
Yb	0.88	1.3	2.2	2.05	1.06	2.2	1.9	1.2
Lu	0.12	0.19	0.30	0.30	0.16	0.30	0.26	0.17
S	0.45	0.42	3.1	2.86	0.16	0.46	0.11	0.57
Ni	981	758	358	915	943	737	127	504
Cu	924	424	424	716	457	780	85	416
Co	57	61	63	83	96	59	44	41
Ir	0.04			0.04	0.05		0.009	0.04
Ru	0.16			0.08	0.18		0.002	0.03
Rh	0.57			0.40	0.82		0.003	0.11
Pd	7.25			5.50	5.97		0.023	1.38
Pt	3.64			3.71	3.98		1.026	1.44

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	27 МС6Х МС24-324.7	28 МС6Х МС38-333.7	29 МС6Х МС38-335.7	30 МС6Х МС38-337.9	31 МС6Х МС24-324.7L	32 ВЭ3-нер. МС24-322.3L	33 ВЭ3-нер. МС24-322.3M
SiO₂	44.49	44.70	44.88	32.05	44.53	44.79	46.49
TiO₂	0.49	0.41	0.86	0.34	0.51	0.58	0.62
Al₂O₃	20.45	13.25	18.62	14.25	21.83	13.08	15.02
FeO	8.36	12.08	9.42	7.35	4.44	7.32	8.96
MnO	0.13	0.19	0.14	0.08	0.12	0.14	0.18
MgO	8.19	14.63	7.01	7.61	4.55	9.27	9.91
CaO	11.49	7.13	11.93	7.91	15.83	15.86	10.57
Na₂O	1.47	0.56	1.42	0.55	1.63	1.69	2.29
K₂O	0.66	0.23	0.29	0.49	0.82	0.47	0.51
P₂O₅	0.07	0.05	0.08	0.04	0.09	0.06	0.07
Cr₂O₃	0.03	0.07	0.08	0.07	0.02	0.49	0.33
П.п.п.	2.82	5.24	2.73	27.32	3.77	3.03	3.39
сумXRF	100.22	100.32	98.82	99.68	99.96	99.57	99.66
Cs	1.0	1.22	0.90	1.80	0.64	0.35	0.86
Rb	22.2	8.10	7.15	29.06	31.0	15.8	16.7
Ba	184	89.01	152.99	115.98	211	170	147
Th	0.45	0.86	0.85	0.54	0.70	0.42	0.50
U	0.21	0.40	0.41	0.29	0.41	0.27	0.25
Nb	1.8	2.60	3.10	1.89	2.4	2.3	1.9
Ta	0.12	0.21	0.23	0.15	0.16	0.092	0.12
La	4.1	4.84	5.58	3.69	6.7	9.6	5.4
Ce	8.7	11.29	11.01	8.40	14.1	19.0	11.1
Pr	1.1	1.52	1.45	1.19	1.7	2.2	1.4
Sr	243	118.16	227.11	215.46	275	111	333
Nd	5.1	6.35	6.18	4.79	8.0	9.2	6.9
Sm	1.3	1.71	1.87	1.36	2.1	2.1	1.9
Zr	31.2	42.30	64.14	40.63	46.8	31.3	42.2
Hf	0.82	0.98	1.62	0.96	1.2	0.93	1.2
Eu	0.66	0.56	0.74	0.59	0.93	0.92	0.86
Gd	1.5	1.84	2.12	1.48	2.3	2.3	2.2
Tb	0.24	0.30	0.36	0.26	0.38	0.36	0.36
Dy	1.5	1.80	2.34	1.61	2.4	2.4	2.4
Y	9.0	10.61	15.07	10.26	13.8	12.8	13.4
Ho	0.33	0.37	0.49	0.35	0.49	0.48	0.48
Er	0.94	1.07	1.48	1.01	1.4	1.3	1.3
Tm	0.14	0.16	0.23	0.16	0.21	0.20	0.20
Yb	0.97	1.10	1.50	1.10	1.4	1.3	1.4
Lu	0.14	0.19	0.23	0.19	0.19	0.18	0.19
S	0.54	0.31	0.76	0.71	0.097	0.99	0.41
Ni	789	830	627	3024	280	253	193
Cu	569	433	923	2927	140	217	41
Co	67	66	78	118	22	36	41
Ir	0.01	0.04	0.02	0.04		0.011	0.01
Ru	0.018	0.06	0.03	0.19		0.009	0.006
Rh	0.076	0.30	0.10	0.86		0.018	0.01
Pd	1.45	3.46	1.11	14.43		0.167	0.104
Pt	0.83	1.69	0.58	7.81		0.178	0.344

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	34 ВЭЗ-нер. MP-15	35 ВЭЗ-нер. MC24-330.2M	36 ВЭЗ-нер. MC24-326.8	37 ВЭЗ-нер. MC24-328.2tx	38 ВЭЗ-нер. MC24-328.2M	39 ВЭЗ-нер. MC24-322.6	40 ВЭЗ-нер. MC24-327.6
SiO₂	47.74	47.06	48.18	48.78	48.14	45.93	48.60
TiO₂	0.96	0.93	1.08	0.91	1.04	1.14	1.18
Al₂O₃	17.79	15.21	14.49	15.33	15.35	15.27	14.58
FeO	7.92	9.60	9.86	8.58	10.36	10.43	10.30
MnO	0.13	0.14	0.15	0.14	0.16	0.16	0.16
MgO	6.29	7.94	7.44	6.65	7.05	7.76	6.87
CaO	12.62	12.83	12.45	13.17	12.03	11.79	11.91
Na₂O	2.51	2.11	2.56	2.65	2.50	2.53	2.89
K₂O	0.75	0.27	0.45	0.51	0.30	0.29	0.41
P₂O₅	0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.09	0.12
Cr₂O₃	0.07	0.07	0.06	0.04	0.04	0.03	0.02
П.п.п.	1.67	2.01	1.99	1.11	1.50	2.52	1.44
сумXRF	99.78	99.53	100.31	99.32	99.97	99.70	99.95
Cs	0.49	0.45	0.43	0.42	0.41	0.62	0.46
Rb	23.1	4.9	11.3	13.9	5.6	6.3	9.5
Ba	105	81.1	130	112	96.3	183	96.7
Th	0.90	0.81	1.0	0.88	0.94	0.56	1.1
U	0.46	0.33	0.44	0.37	0.38	0.37	0.48
Nb	3.4	3.0	3.9	3.1	3.4	2.4	3.8
Ta	0.22	0.19	0.26	0.20	0.22	0.15	0.24
La	6.7	5.9	6.0	6.2	6.5	9.4	7.7
Ce	15.4	13.6	13.9	14.0	15.2	16.6	17.3
Pr	2.0	1.8	1.9	1.9	2.0	1.8	2.3
Sr	229	223	403	318	571	347	283
Nd	9.3	8.9	9.5	9.1	9.8	8.3	11.2
Sm	2.5	2.6	2.8	2.7	2.8	2.3	3.2
Zr	60.5	61.3	58.6	60.9	67.8	40.3	80.4
Hf	1.6	1.7	1.7	1.6	1.8	1.2	2.2
Eu	0.96	0.93	1.0	0.96	0.96	0.96	1.1
Gd	2.9	3.0	3.4	3.1	3.3	2.7	3.7
Tb	0.48	0.50	0.57	0.52	0.55	0.44	0.61
Dy	3.1	3.3	3.7	3.4	3.5	2.9	4.0
Y	17.9	18.4	21.4	19.6	20.0	16.3	22.9
Ho	0.65	0.68	0.76	0.69	0.72	0.60	0.83
Er	1.8	1.9	2.2	2.0	2.0	1.7	2.3
Tm	0.28	0.28	0.32	0.30	0.30	0.25	0.35
Yb	1.9	2.0	2.3	2.1	2.1	1.7	2.4
Lu	0.27	0.27	0.32	0.29	0.30	0.24	0.34
S	0.077	0.11	0.27	0.099	0.14	1.3	0.16
Ni	176	126	111	75	96	156	81
Cu	351	71	106	72	88	577	82
Co	39	44	43	35	45	51	43
Ir	0.004		0.009		0.009	0.01	0.009
Ru	0.004		0.003		0.002	0.004	0.003
Rh	0.008		0.003		0.002	0.003	0.003
Pd	0.164		0.031		0.016	0.013	0.029
Pt	0.13		0.057		0.094	0.038	0.042

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	41 ВЭЗ-нер. МН44-495.9	42 ПикХР МР-9	43 ПикХР МН44-513.4	44 ПикХР МН44-514.7	45 ПикХР МН44-515.5	46 ПикХР МН44-517.4	47 ПикХР N19-11-4
SiO₂	48.64	42.32	38.58	39.73	35.94	39.46	38.90
TiO₂	0.60	0.80	0.69	0.65	0.70	0.63	0.90
Al₂O₃	20.54	12.36	9.77	9.44	11.84	9.32	11.28
FeO	6.12	13.28	13.80	12.81	13.26	13.37	17.88
MnO	0.10	0.19	0.20	0.19	0.18	0.21	0.19
MgO	4.43	16.53	19.87	19.63	17.06	19.75	12.88
CaO	10.26	7.80	6.47	6.71	5.17	6.40	6.98
Na₂O	3.45	1.08	0.60	0.35	0.42	0.27	1.12
K₂O	0.84	0.73	0.30	0.35	0.70	0.28	0.85
P₂O₅	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06	0.10
Cr₂O₃	0.05	1.00	2.39	1.43	3.15	1.58	1.14
П.п.п.	3.64	1.99	3.40	5.31	7.37	6.60	3.52
сумXRF	99.66	100.18	98.16	98.79	99.30	100.45	99.54
Cs	7.37	0.94	1.24	1.16	1.84	1.08	1.1
Rb	31.59	25.9	9.02	11.67	22.10	8.57	29.8
Ba	106.68	139	69.91	84.21	87.35	47.18	121
Th	1.54	0.51	0.37	0.81	0.57	0.42	0.76
U	0.57	0.24	0.13	0.27	0.24	0.14	0.35
Nb	4.20	2.1	1.37	2.64	2.14	1.70	2.6
Ta	0.25	0.13	0.03	0.11	0.08	0.03	0.16
La	7.71	3.7	2.52	4.20	4.71	3.40	5.5
Ce	14.87	8.9	5.76	9.51	10.53	7.69	12.2
Pr	1.87	1.2	0.79	1.28	1.32	0.98	1.6
Sr	444.59	152	145.04	155.06	128.79	133.10	145
Nd	7.87	5.9	3.65	5.51	5.71	4.35	7.6
Sm	1.87	1.7	1.11	1.59	1.46	1.26	2.1
Zr	81.15	38.9	34.20	64.22	50.64	37.67	51.0
Hf	1.42	1.1	0.78	1.43	1.18	0.94	1.4
Eu	0.67	0.58	0.39	0.50	0.50	0.46	0.70
Gd	2.03	2.0	1.21	1.85	1.64	1.43	2.4
Tb	0.32	0.34	0.21	0.32	0.28	0.24	0.40
Dy	2.06	2.2	1.36	2.00	1.80	1.55	2.6
Y	13.29	12.4	9.60	14.08	12.13	10.78	14.3
Ho	0.43	0.46	0.30	0.43	0.37	0.33	0.54
Er	1.17	1.3	0.87	1.27	1.04	0.94	1.5
Tm	0.17	0.20	0.13	0.20	0.16	0.14	0.23
Yb	1.10	1.4	0.85	1.31	1.02	0.93	1.5
Lu	0.16	0.20	0.14	0.20	0.16	0.15	0.22
S	0.45	0.54	0.45	0.39	0.84	0.62	3.6
Ni	342	1595	1374	1149	2582	1370	8078
Cu	533	1625	1472	876	3242	1190	11636
Co	33	106	123	121	141	120	221
Ir			0.05	0.02	0.74		
Ru			0.04	0.02	0.96		
Rh			0.11	0.07	5.27		
Pd			1.18	0.79	40.40		
Pt			0.89	0.46	28.97		

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	48 ПикР N19-12-4	49 ПикР MP-4	50 ПикР MC53-485.1	51 ТаксР N19-11-3	52 ТаксР MP-8	53 ТаксР MP-11	54 ТаксР MP-1	55 ТаксР MH44-520.0
SiO₂	37.03	40.18	42.47	40.11	42.03	40.11	42.58	44.61
TiO₂	0.39	0.50	0.60	0.74	0.95	0.65	0.50	0.55
Al₂O₃	5.38	9.00	10.76	10.37	11.09	10.26	12.30	15.14
FeO	17.38	17.23	12.66	17.03	15.23	17.85	13.41	11.10
MnO	0.21	0.22	0.19	0.20	0.21	0.22	0.19	0.16
MgO	25.77	18.85	19.67	15.64	13.94	15.04	15.90	10.83
CaO	3.65	6.70	7.55	6.99	7.56	7.41	8.47	11.75
Na₂O	0.47	0.90	0.55	1.05	1.30	1.03	1.18	0.96
K₂O	0.15	0.36	0.36	0.62	0.81	0.43	0.42	0.34
P₂O₅	0.06	0.06	0.08	0.08	0.11	0.08	0.06	0.06
Cr₂O₃	0.20	0.15	0.11	0.68	0.47	0.08	0.08	0.13
П.п.п.	6.06	2.07	3.60	2.81	3.32	2.59	2.74	1.82
сумXRF	99.88	99.42	100.59	99.63	99.77	99.62	100.20	99.53
Cs	0.47	0.81	1.01	0.91	2.1	0.77	0.85	1.07
Rb	3.9	11.9	11.56	20.1	27.3	13.6	16.0	9.01
Ba	77	78.3	126.68	94.6	167	102	82.7	73.70
Th	0.31	0.43	0.73	0.54	0.79	0.53	0.45	0.38
U	0.13	0.18	0.31	0.25	0.36	0.21	0.20	0.16
Nb	1.1	1.5	3.13	2.1	3.0	1.9	1.5	1.64
Ta	0.072	0.10	0.21	0.14	0.20	0.12	0.091	0.03
La	2.5	3.4	5.08	4.2	6.5	3.7	3.0	3.20
Ce	5.5	7.5	11.19	9.7	14.3	9.0	6.9	7.01
Pr	0.72	0.98	1.46	1.3	1.8	1.2	0.91	1.00
Sr	55.0	108	150.33	128	209	127	150	178.29
Nd	3.4	4.7	6.45	6.3	8.6	6.0	4.4	4.57
Sm	0.95	1.3	1.77	1.7	2.4	1.7	1.3	1.38
Zr	24.9	33.0	56.32	41.5	59.4	36.4	32.2	35.16
Hf	0.70	0.90	1.37	1.2	1.6	1.1	0.84	0.88
Eu	0.39	0.52	0.59	0.63	0.89	0.60	0.51	0.50
Gd	1.2	1.6	1.78	2.0	2.8	2.0	1.5	1.51
Tb	0.19	0.26	0.31	0.33	0.46	0.34	0.25	0.26
Dy	1.3	1.8	1.87	2.3	3.1	2.2	1.7	1.64
Y	6.9	9.7	12.22	12.1	17.5	12.2	9.4	11.25
Ho	0.27	0.36	0.40	0.47	0.63	0.46	0.34	0.36
Er	0.75	1.0	1.17	1.3	1.8	1.3	1.00	1.00
Tm	0.12	0.16	0.17	0.20	0.27	0.20	0.15	0.15
Yb	0.81	1.1	1.17	1.3	1.9	1.3	1.0	0.96
Lu	0.11	0.15	0.19	0.19	0.27	0.19	0.15	0.15
S	2.0	2.2	0.29	2.7	2.2	3.1	1.4	1.01
Ni	5199	6412	1218	6619	4581	9471	3726	2000
Cu	8547	7116	1122	8014	5921	14825	4127	4513
Co	204	203	121	205	168	233	138	103
Ir	0.02		0.02					
Ru	0.059		0.02					
Rh	0.309		0.06					
Pd	7.85		1.08					
Pt	5.22		0.38					

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	56 ТаксР МН44-524.6	57 Контг МС57-370.4	58 Контг МС24-320.4с	59 Контг МС24-319.0х	60 Контг МС24-321.9х	61 Контг МС38-329.2	62 Контг МС24-316.9
SiO₂	45.54	30.31	47.46	49.85	47.12	64.90	33.90
TiO₂	1.41	0.65	1.23	0.13	0.40	1.04	0.63
Al₂O₃	13.20	14.57	17.09	24.71	24.89	17.61	11.76
FeO	11.83	11.00	8.50	5.19	5.66	1.12	8.36
MnO	0.20	0.23	0.06	0.05	0.10	0.01	0.05
MgO	8.14	1.96	2.48	3.47	3.93	1.25	1.45
CaO	7.94	25.03	4.34	2.61	7.56	2.31	2.26
Na₂O	2.49	0.48	6.31	4.68	3.41	6.16	4.91
K₂O	0.57	0.88	0.70	2.47	1.46	1.65	0.29
P₂O₅	0.11	0.37	0.39	0.069	0.14	0.08	0.19
Cr₂O₃	0.19	0.04	0.05	0.03	0.07	0.05	0.09
П.п.п.	4.70	5.63	8.20	5.09	4.09	3.87	34.50
сумXRF	99.03	104.97	99.88	99.67	99.70	100.39	99.89
Cs	0.47	2.56	0.52	2.2	1.6	2.98	0.15
Rb	14.79	48.63	22.3	28.9	49.5	66.38	6.2
Ba	104.43	156.55	148	945	791	108.56	77
Th	1.08	11.13	6.6	30	8.3	6.52	2.5
U	0.45	3.32	2.5	8.9	2.2	1.74	0.69
Nb	4.25	15.99	14.0	9.1	6.8	22.72	6.1
Ta	0.19	1.71	0.93	5.9	2.8	1.21	0.42
La	7.22	32.97	36.6	8.8	25.5	15.15	17.8
Ce	15.52	64.63	78.0	19.3	48.0	26.37	39.6
Pr	2.14	7.14	9.0	2.5	5.1	2.88	4.7
Sr	377.93	228.31	469	386	414	181.97	258
Nd	10.02	27.51	37.4	9.8	18.9	11.43	17.8
Sm	2.95	5.74	8.0	1.9	3.7	2.55	3.7
Zr	87.63	195.86	134.9	124.9	72.4	292.36	54.5
Hf	2.14	5.39	3.6	5.5	2.6	6.76	1.4
Eu	0.96	2.06	1.8	0.67	2.0	0.95	1.0
Gd	3.09	5.05	7.3	1.7	3.0	2.29	3.2
Tb	0.54	0.69	1.1	0.30	0.45	0.36	0.45
Dy	3.54	4.23	6.9	1.8	2.6	2.27	2.7
Y	23.79	27.52	38.8	7.5	14.2	16.90	14.1
Ho	0.73	0.82	1.4	0.36	0.48	0.48	0.51
Er	2.00	2.33	3.6	1.1	1.3	1.38	1.4
Tm	0.31	0.33	0.51	0.18	0.18	0.21	0.20
Yb	1.98	2.10	3.4	1.1	1.2	1.44	1.4
Lu	0.33	0.29	0.43	0.18	0.16	0.23	0.18
S	1.04	3.91	2.5	0.77	0.095	0.05	2.5
Ni	1975	556	312	66	104	30	100
Cu	3859	350	324	35	65	10	117
Co	87	68	58	16	20	5	44
Ir							0.01
Ru							0.006
Rh							0.007
Pd							0.096
Pt							0.48

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	63 Конт МС24-316.0	64 Конт МН44-493.9	65 Конт МС24-313.8	66 Конт МС24-314.5	67 Конт МС24-316.7	68 Конт МС24-318.5	69 Конт МС24-319.0d
SiO ₂	51.11	45.90	51.19	50.30	53.52	53.12	51.37
TiO ₂	2.41	0.97	2.36	2.36	2.19	1.94	1.59
Al ₂ O ₃	14.12	16.02	13.77	13.65	15.85	17.14	17.74
FeO	9.85	14.73	10.30	9.08	7.64	7.37	7.55
MnO	0.15	0.08	0.16	0.16	0.15	0.15	0.10
MgO	3.68	3.06	3.41	3.29	4.10	3.98	3.21
CaO	6.59	4.65	6.01	8.07	3.41	4.52	5.11
Na ₂ O	5.79	2.95	5.73	4.04	5.01	4.71	5.15
K ₂ O	0.46	1.05	0.64	1.90	2.27	2.13	1.27
P ₂ O ₅	0.85	0.15	0.80	0.83	0.74	0.54	0.46
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.05	0.01	0.11	0.13	0.13
П.п.п.	3.19	7.04	3.01	5.15	3.16	2.97	4.51
сумXRF	99.83	98.92	98.94	100.08	99.22	100.16	100.03
Cs	0.17	0.88	0.47	0.20	0.44	0.68	0.74
Rb	10.9	28.37	38.6	16.4	42.3	48.6	34.0
Ba	257	184.73	906	388	926	716	533
Th	3.7	4.68	4.4	4.4	7.1	6.1	9.1
U	0.73	1.96	1.0	1.0	2.3	2.1	3.0
Nb	24.3	13.01	26.3	27.6	28.7	22.1	21.1
Ta	1.4	0.84	1.5	1.5	1.8	1.4	1.6
La	43.6	19.72	48.9	52.2	46.0	41.9	34.1
Ce	95.8	39.53	107	114	101	90.2	73.5
Pr	11.7	4.82	12.7	13.8	11.9	10.6	8.4
Sr	350	253.59	400	383	409	468	478
Nd	50.7	18.62	55.1	58.2	49.6	44.5	36.5
Sm	10.9	4.34	11.7	12.5	10.9	9.5	8.1
Zr	66.4	148.25	71.5	75.3	347.6	274.6	231.3
Hf	2.2	3.61	2.3	2.6	8.1	6.4	5.7
Eu	2.8	1.03	3.3	2.6	2.1	2.5	2.2
Gd	9.9	3.95	10.6	11.2	9.8	8.7	7.6
Tb	1.4	0.58	1.5	1.6	1.4	1.3	1.1
Dy	8.3	3.59	8.8	9.4	8.5	7.8	6.9
Y	44.3	22.92	46.6	46.7	47.6	42.7	39.8
Ho	1.6	0.74	1.7	1.8	1.7	1.5	1.4
Er	4.1	2.08	4.5	4.7	4.5	4.1	3.8
Tm	0.59	0.32	0.65	0.65	0.66	0.60	0.57
Yb	3.8	2.01	4.3	4.4	4.4	4.0	4.0
Lu	0.51	0.30	0.59	0.59	0.60	0.56	0.55
S	0.005	5.57	0.13	0.006	0.17	0.96	2.4
Ni	17	1048	12	14	21	37	74
Cu	15	1042	16	14	13	40	90
Co	15	118	14	15	7	11	21
Ir			0.004		0.003		
Ru			0.003		0.002		
Rh			0.003		0.001		
Pd			0.025		0.019		
Pt			0.047		0.04		

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	70 Конт МС24-320.4d	71 Конт МС24-321.9d	72 Конт МС24-316.5	73 Конт МС38-329.7	74 Конт МС38-330.5	75 Конт МС38-331.4	76 Конт МС53-465.7
SiO₂	50.52	48.80	43.22	51.37	52.84	49.73	79.78
TiO₂	1.77	0.88	1.03	1.10	1.15	0.80	0.46
Al₂O₃	18.60	16.30	15.40	14.43	16.72	19.95	8.82
FeO	5.79	9.55	10.22	12.88	7.77	7.48	2.68
MnO	0.12	0.18	0.10	0.13	0.11	0.10	0.02
MgO	2.74	7.21	3.89	6.51	5.78	5.85	0.88
CaO	5.40	6.52	6.05	6.68	8.43	10.19	1.37
Na₂O	4.95	4.45	4.12	2.11	2.62	2.47	3.72
K₂O	3.15	0.41	0.82	0.36	0.37	0.37	0.57
P₂O₅	0.46	0.22	0.30	0.19	0.19	0.14	0.03
Cr₂O₃	0.10	0.10	0.07	0.06	0.07	0.07	0.04
П.п.п.	4.62	4.17	12.40	2.69	2.38	1.77	1.64
сумXRF	99.99	100.38	100.18	100.23	99.55	100.06	100.43
Cs	0.74	0.56	0.51	1.24	0.87	0.55	1.36
Rb	82.6	8.1	23.9	11.12	9.97	8.29	16.15
Ba	1567	160	168	165.14	163.26	153.35	59.94
Th	6.1	2.3	2.0	5.02	5.79	2.44	4.99
U	2.1	1.1	0.47	1.67	1.83	0.80	1.32
Nb	22.8	7.3	5.7	15.70	18.32	9.12	12.32
Ta	1.4	0.52	0.47	0.85	1.15	0.47	1.01
La	47.4	16.2	18.2	22.41	17.03	12.72	15.61
Ce	89.6	35.1	42.3	44.86	34.92	27.19	29.26
Pr	9.4	4.3	5.4	5.32	4.18	3.33	3.10
Sr	616	442	479	211.57	236.74	269.60	61.79
Nd	38.8	19.0	22.7	22.08	17.18	14.23	11.17
Sm	8.6	4.8	5.2	4.90	4.06	3.27	2.22
Zr	293.7	142.9	87.2	182.97	187.84	116.54	126.19
Hf	6.4	3.5	2.2	4.31	4.23	2.79	2.52
Eu	1.8	1.9	2.6	1.40	1.21	0.94	0.60
Gd	7.8	5.2	4.8	4.67	4.12	3.08	1.68
Tb	1.2	0.83	0.69	0.73	0.65	0.50	0.27
Dy	7.3	5.3	4.1	4.45	4.08	3.11	1.56
Y	42.4	32.2	21.7	30.07	28.91	20.16	9.20
Ho	1.4	1.1	0.80	0.90	0.85	0.63	0.32
Er	3.9	3.2	2.1	2.53	2.42	1.75	0.93
Tm	0.57	0.48	0.31	0.38	0.37	0.26	0.14
Yb	3.8	3.3	2.1	2.33	2.30	1.63	1.03
Lu	0.52	0.47	0.28	0.36	0.38	0.25	0.18
S	0.25	0.68	3.6	1.96	0.45	0.37	0.34
Ni	32	323	73	150	84	475	17
Cu	40	345	84	299	207	332	578
Co	10	47	46	60	35	39	19
Ir	0.004	0.002					
Ru	0.002	0.006					
Rh	0.003	0.034					
Pd	0.044	0.516					
Pt	0.143	2.438					

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	77 Конт МС53-466.2	78 Прочие МС57-377.1	79 Прочие МС53-482.0	80 Прочие МС38-332.5	81 Прочие МС38-334.8	82 Прочие МС38-336.9	83 Прочие МС38-338.7
SiO₂	55.57	46.49	44.47	46.66	46.33	44.16	46.41
TiO₂	0.79	0.97	0.46	0.49	0.55	0.50	0.94
Al₂O₃	19.41	14.22	20.74	21.82	19.07	18.21	15.99
FeO	4.82	7.81	7.12	7.78	9.08	9.49	11.03
MnO	0.07	0.15	0.12	0.09	0.17	0.15	0.15
MgO	3.34	8.38	9.32	5.95	7.95	9.96	8.35
CaO	8.65	15.47	12.03	10.26	12.08	11.04	10.95
Na₂O	2.61	1.51	1.22	1.86	1.42	0.99	1.88
K₂O	1.15	0.20	0.31	0.59	0.25	0.56	0.37
P₂O₅	0.11	0.17	0.06	0.08	0.05	0.05	0.13
Cr₂O₃	0.05	0.07	0.07	0.05	0.11	0.08	0.05
П.п.п.	2.57	3.76	3.88	2.45	1.67	3.07	2.18
сумXRF	99.79	100.21	100.89	99.28	99.88	99.62	99.86
Cs	2.49	0.40	5.79	1.13	0.82	1.37	0.95
Rb	39.07	5.88	10.93	17.26	5.28	20.85	12.96
Ba	266.08	64.44	129.21	143.05	150.49	125.94	103.06
Th	3.96	1.11	0.62	1.31	0.57	0.53	1.31
U	1.18	0.61	0.32	0.50	0.32	0.32	0.65
Nb	11.86	4.29	2.01	4.79	1.79	2.02	4.60
Ta	0.75	0.28	0.14	0.21	0.18	0.18	0.29
La	18.68	8.96	3.67	6.45	3.70	3.45	7.95
Ce	37.30	18.79	8.05	13.24	7.82	8.34	17.03
Pr	4.28	2.47	1.09	1.65	1.06	1.15	2.26
Sr	345.67	171.46	230.74	262.20	235.81	209.95	257.66
Nd	16.74	9.88	4.91	7.11	4.31	4.97	9.74
Sm	3.40	2.60	1.41	1.72	1.36	1.49	2.80
Zr	156.74	82.05	57.71	66.59	37.64	37.79	103.27
Hf	3.10	2.06	1.01	1.47	1.00	0.96	2.19
Eu	0.94	0.77	0.54	0.64	0.68	0.66	0.91
Gd	3.18	2.86	1.48	1.72	1.49	1.69	3.01
Tb	0.48	0.49	0.27	0.28	0.26	0.30	0.52
Dy	2.92	3.27	1.72	1.68	1.74	1.89	3.50
Y	18.63	20.87	10.81	11.73	10.67	11.25	24.35
Ho	0.59	0.69	0.38	0.36	0.38	0.40	0.73
Er	1.65	2.04	1.09	1.00	1.08	1.14	2.10
Tm	0.24	0.31	0.16	0.14	0.16	0.18	0.32
Yb	1.58	1.99	1.06	0.95	1.16	1.21	2.09
Lu	0.26	0.28	0.17	0.15	0.21	0.22	0.34
S	0.15	0.42	0.15	0.71	0.23	0.36	0.25
Ni	53	94	742	496	167	897	265
Cu	30	253	794	702	210	875	556
Co	24	40	58	53	52	78	73
Ir							
Ru							
Rh							
Pd							
Pt							

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	84 Прочие МС38-339.9	85 Прочие МС57-377.1	86 Прочие МС53-474.5	87 Прочие МС53-491.0	88 Прочие МН44-510.1	89 Прочие МН44-511.1	90 Прочие МН44-513.2
SiO₂	47.01	48.20	47.29	42.26	38.86	45.88	41.81
TiO₂	0.94	0.96	0.92	1.09	0.41	0.92	0.85
Al₂O₃	15.11	15.41	20.60	12.66	6.33	15.94	11.02
FeO	9.69	8.71	8.72	16.88	17.02	10.29	12.07
MnO	0.14	0.15	0.15	0.20	0.25	0.17	0.21
MgO	8.04	6.95	5.45	9.09	21.83	9.50	15.43
CaO	12.73	13.64	12.76	8.86	4.51	10.48	8.18
Na₂O	1.88	2.13	1.86	1.03	0.29	1.75	0.70
K₂O	0.26	0.46	0.33	0.59	0.18	0.31	0.32
P₂O₅	0.09	0.10	0.06	0.15	0.05	0.08	0.09
Cr₂O₃	0.09	0.06	0.05	0.07	0.09	0.10	0.59
П.п.п.	2.12	2.03	1.91	2.64	6.91	2.94	6.49
сумXRF	99.32	99.91	101.20	99.39	99.65	99.65	99.27
Cs	1.25	2.59	0.65	1.51	0.86	3.15	1.85
Rb	8.62	13.21	9.59	19.02	6.33	7.00	9.47
Ba	89.43	121.60	92.59	139.36	43.76	102.14	61.06
Th	1.06	1.18	0.55	1.02	0.36	0.73	0.67
U	0.50	0.49	0.26	0.47	0.16	0.31	0.31
Nb	3.62	3.55	1.97	5.22	1.62	2.84	2.31
Ta	0.22	0.22	0.16	0.34	0.07	0.13	0.09
La	6.73	5.96	3.76	7.86	3.72	5.38	4.80
Ce	14.57	13.13	7.97	17.31	7.94	11.29	11.20
Pr	1.96	1.87	1.08	2.29	1.08	1.59	1.44
Sr	270.23	265.05	230.75	201.09	86.94	198.28	130.25
Nd	8.52	8.03	4.77	9.78	4.71	7.11	6.56
Sm	2.53	2.27	1.51	2.89	1.28	2.09	2.02
Zr	83.53	89.42	41.56	89.93	35.28	73.76	52.42
Hf	1.81	1.97	1.06	2.10	0.81	1.78	1.32
Eu	0.83	0.82	0.69	0.90	0.43	0.75	0.64
Gd	2.76	2.65	1.65	2.96	1.35	2.32	2.05
Tb	0.47	0.45	0.30	0.48	0.21	0.40	0.36
Dy	3.15	3.00	1.93	3.20	1.39	2.59	2.32
Y	22.02	19.55	12.11	20.60	9.57	17.46	15.57
Ho	0.67	0.63	0.40	0.65	0.30	0.56	0.48
Er	1.94	1.85	1.19	1.90	0.89	1.55	1.38
Tm	0.29	0.27	0.18	0.27	0.13	0.24	0.20
Yb	1.89	1.79	1.21	1.80	0.85	1.56	1.34
Lu	0.29	0.26	0.20	0.28	0.12	0.25	0.22
S	0.14	0.19	0.10	2.75	0.67	0.1	0.13
Ni	159	72	87	4130	1671	235	528
Cu	157	80	124	7484	1823	106	137
Co	59	37	39	216	132	55	88
Ir							
Ru							
Rh							
Pd							
Pt							

Таблица ПЗ. Продолжение

Тип Обр	91 Прочие МН44-529.2	92 Прочие МН44-531.3
SiO₂	44.68	46.81
TiO₂	2.75	1.90
Al₂O₃	12.94	14.22
FeO	16.08	13.98
MnO	0.20	0.20
MgO	4.94	5.74
CaO	8.40	8.57
Na₂O	2.68	2.32
K₂O	0.35	1.12
P₂O₅	0.27	0.36
Cr₂O₃	0.04	0.07
П.п.п.	2.75	1.69
сумXRF	98.91	99.26
Cs	0.29	0.74
Rb	4.88	24.65
Ba	177.76	450.77
Th	1.88	2.33
U	0.65	0.64
Nb	10.61	13.14
Ta	0.49	0.60
La	13.79	23.24
Ce	31.49	48.52
Pr	4.43	6.39
Sr	242.76	324.39
Nd	19.85	26.64
Sm	5.56	6.13
Zr	160.68	200.95
Hf	3.72	4.47
Eu	1.72	1.72
Gd	5.58	5.69
Tb	0.95	0.90
Dy	5.86	5.22
Y	40.21	32.47
Ho	1.22	1.02
Er	3.54	2.81
Tm	0.54	0.41
Yb	3.34	2.47
Lu	0.51	0.38
S	1.61	0.83
Ni	2783	2020
Cu	5264	2905
Co	117	95
Ir		
Ru		
Rh		
Pd		
Pt		

Таблица П4. Химический состав стекол прогретых и закаленных включений в хромите.

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тип	МСБр	МСБр	МСБр	МСБр	МСБр	МСБр	МСБр	МСБр	МСБр	МСБр
Обр.	АМ-63	АМ-63	АМ-63	АМ-63	АМ-63	АМ-63	АМ-63	АМ-63	АМ-63	АМ-63
SiO₂	56.21	60.32	61.65	64.09	56.05	60.48	57.40	57.02	54.07	51.29
TiO₂	1.27	1.07	1.15	0.62	1.13	0.83	1.22	1.36	1.10	2.01
Al₂O₃	10.23	11.34	11.75	10.91	8.90	9.96	10.46	9.95	9.53	8.09
Cr₂O₃	1.07	0.97	0.87	0.94	1.30	1.31	1.16	1.16	1.44	1.31
FeO	12.32	9.76	9.63	10.63	12.64	11.21	13.33	10.67	10.76	11.03
MnO	0.18	0.12	0.14	0.10	0.16	0.16	0.14	0.17	0.17	0.14
MgO	6.88	3.89	3.77	2.54	9.05	5.71	5.37	8.00	10.05	13.22
CaO	5.79	5.45	1.77	2.72	5.66	3.82	4.87	5.58	5.97	6.72
Na₂O	1.99	1.60	1.38	1.20	2.51	1.79	1.93	2.41	2.96	3.34
K₂O	2.26	2.36	4.33	2.45	1.28	1.96	2.08	1.94	2.00	1.67
P₂O₅	0.34	0.37	0.52	0.29	0.27	0.27	0.31	0.33	0.37	0.31
SO₃	0.22	0.07	0.05	0.05	0.19	0.14	0.22	0.12	0.17	0.21
F	0.37	0.40	0.33	0.34	0.47	0.40	0.56	0.32	0.40	0.38
Cl	0.85	0.81	1.06	0.86	0.38	0.59	0.74	0.66	0.83	0.83
СумЕРМА	99.97	98.52	98.41	97.75	99.99	98.63	99.80	99.68	99.82	100.55
Rb	169.97	67.52	119.58	79.98	45.19	59.68	64.47	46.16	65.16	55.28
Ba	991.23	672.47	1234.67	785.33	477.59	683.11	680.55	658.57	679.81	743.69
Th	4.51	5.59	13.58	6.74	5.07	5.27	4.97	5.34	7.74	6.61
U	2.05	2.33	5.52	3.15	1.73	2.55	1.95	2.03	2.82	2.07
Nb	65.94	42.45	30.85	20.94	38.88	35.64	44.31	37.22	49.86	45.23
Ta	7.52	5.01	2.84	5.08	4.62	6.70	4.73	3.28	4.22	3.66
La	50.62	42.10	68.83	40.44	32.41	38.57	37.68	39.78	48.36	51.31
Ce	103.19	92.77	129.99	101.10	72.07	87.10	86.17	89.75	105.95	108.12
Pr	13.22	10.47	12.25	10.30	8.84	11.14	9.48	9.69	11.46	12.55
Sr	348.94	266.00	104.84	346.97	338.58	431.35	427.16	410.56	332.49	459.58
Nd	56.71	44.48	44.00	52.20	41.20	48.47	42.29	45.91	53.62	56.78
Sm	13.71	10.23	7.89	17.18	12.50	14.16	12.37	11.25	13.04	12.35
Zr	673.59	512.40	431.49	790.24	525.51	578.07	643.64	412.11	524.24	463.85
Hf	24.83	20.54	12.27	25.52	20.16	27.68	21.14	15.17	17.44	16.63
Eu	6.10	1.81	0.64	1.34	2.00	1.35	2.09	2.65	1.98	2.46
Gd	13.48	13.02	6.45	22.14	15.65	18.45	14.32	11.58	12.22	13.67
Tb	3.83	2.79	1.63	4.18	3.39	4.35	2.72	2.62	2.47	3.26
Dy	21.88	17.77	6.05	22.69	19.98	27.89	16.43	15.23	17.46	17.18
Y	131.47	94.70	29.02	122.55	109.05	131.92	85.08	78.17	100.25	97.96
Ho	4.57	3.96	1.11	4.37	4.34	7.18	3.52	3.22	3.76	3.59
Er	18.12	13.88	3.39	16.12	14.86	22.05	12.42	10.90	14.76	13.46
Yb	19.71	11.92	2.55	15.59	14.55	26.30	12.26	9.43	15.96	10.28
Lu	3.16	1.84	0.60	2.71	2.29	3.98	2.19	1.60	2.17	1.80

Таблица П4. Продолжение.

N	11	12	13	14	15	16	17	18
Тип	МСБр							
Обр.	МС57-374.6							
SiO₂	58.18	58.41	52.83	60.66	54.16	55.62	52.83	59.18
TiO₂	3.92	1.32	1.30	2.68	1.44	1.66	1.13	2.05
Al₂O₃	11.17	10.26	8.13	8.82	8.94	9.63	9.04	10.54
Cr₂O₃	1.04	1.00	1.10	1.04	1.00	1.04	1.40	1.22
FeO	9.43	7.97	10.56	10.56	9.49	9.88	10.40	8.74
MnO	0.14	0.13	0.17	0.18	0.14	0.14	0.16	0.13
MgO	2.92	7.61	11.28	4.89	10.05	8.08	11.31	5.80
CaO	5.39	7.52	8.67	4.18	7.95	7.66	7.84	7.05
Na₂O	1.71	2.86	3.02	1.93	2.62	2.64	2.69	2.50
K₂O	1.38	1.92	1.11	1.42	1.15	1.18	1.14	1.99
P₂O₅	0.72	0.46	0.40	0.65	0.27	0.40	0.38	0.54
SO₃	0.14	0.09	0.23	0.18	0.20	0.15	0.22	0.12
F	0.63	0.32	0.36	0.64	0.38	0.47	0.29	0.43
Cl	0.09	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.14
СумЕРМА	96.83	99.85	99.12	97.68	97.56	98.23	98.44	99.85
Rb	37.64	57.61	32.54	40.83	31.09	38.58	44.33	62.65
Ba	585.45	580.50	534.62	588.66	413.99	505.47	447.31	761.37
Th	16.63	7.71	8.57	13.15	7.21	11.98	7.32	7.41
U	7.14	2.66	3.39	5.63	2.31	4.70	2.51	2.86
Nb	580.20	32.40	58.74	315.28	39.88	132.64	44.41	82.06
Ta	43.96	3.13	5.95	16.08	3.99	9.28	3.81	7.64
La	57.65	42.07	41.46	54.93	31.55	54.13	35.02	39.81
Ce	124.02	90.13	96.73	122.09	68.09	100.31	75.66	99.78
Pr	16.51	9.66	10.94	17.35	7.73	14.55	8.22	10.68
Sr	220.12	230.71	244.16	226.82	213.35	228.70	202.10	336.68
Nd	84.20	43.20	50.95	88.32	36.73	67.58	39.93	48.17
Sm	25.50	9.81	13.81	31.52	9.86	16.19	10.80	14.47
Zr	4607.79	328.47	735.90	4671.18	517.29	1409.11	557.61	956.52
Hf	150.25	13.04	23.97	117.07	17.60	45.02	16.53	30.02
Eu	1.87	1.81	2.09	1.47	1.57	2.19	1.62	2.31
Gd	36.69	10.75	15.53	41.93	12.04	21.50	9.36	24.92
Tb	8.16	2.11	3.56	6.70	2.48	4.05	2.21	5.33
Dy	62.53	14.45	25.24	36.68	20.02	37.95	17.27	34.74
Y	352.20	85.90	149.98	206.80	116.15	217.43	100.71	190.36
Ho	12.65	3.05	5.53	5.09	4.09	6.56	3.83	8.27
Er	42.64	12.57	21.98	17.81	18.21	26.03	14.09	32.17
Yb	34.69	12.35	23.70	11.96	18.38	27.74	14.42	31.13
Lu	5.58	1.63	3.19	2.84	2.57	3.93	1.99	4.39

Таблица П4. Продолжение.

N	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Тип	МСБр	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ
Обр.	МС57-374.6	МР-14	МР-14	МР-14	МР-14	МР-14	МР-14	МР-14	МР-14	МР-14
SiO₂	54.11	59.17	60.48	56.47	57.58	59.78	56.65	58.12	55.20	55.80
TiO₂	1.59	0.67	0.29	0.74	0.65	0.37	0.91	0.41	1.22	0.73
Al₂O₃	8.90	9.96	12.92	12.79	9.76	11.34	9.84	13.51	9.12	10.23
Cr₂O₃	1.17	1.08	0.70	1.08	0.90	1.16	1.28	0.78	1.13	1.12
FeO	10.22	10.00	8.24	10.86	8.68	13.99	7.50	7.33	7.99	9.59
MnO	0.17	0.13	0.11	0.15	0.13	0.13	0.13	0.10	0.11	0.13
MgO	9.66	5.98	4.90	6.93	9.26	3.21	9.51	5.43	9.84	9.22
CaO	7.65	3.88	1.52	3.07	5.68	1.65	6.94	2.09	8.01	4.31
Na₂O	2.77	2.33	2.46	2.68	3.32	2.18	3.54	2.94	3.45	3.99
K₂O	1.08	3.48	1.85	2.25	1.79	1.57	1.78	1.78	1.50	1.73
P₂O₅	0.27	0.50	0.27	0.41	0.29	0.25	0.40	0.19	0.24	0.32
SO₃	0.19	0.03	0.03	0.06	0.10	0.12	0.03	0.04	0.15	0.15
F	0.39	0.33	0.20	0.11	0.37	0.17	0.30	0.24	0.37	0.39
Cl	0.04	1.23	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.07	0.05	0.06
СумЕРМА	97.59	98.87	94.14	97.85	98.70	96.01	98.90	93.06	98.53	98.23
Rb	25.21	210.38	49.35	46.16	45.64	19.53	52.15	43.90	29.58	40.14
Ba	464.02	447.97	633.83	645.91	688.24	603.14	650.58	538.02	552.21	332.88
Th	7.37	6.19	5.77	21.18	7.96	12.80	3.94	6.72	5.86	1.14
U	2.52	5.48	7.02	13.88	3.08	14.69	1.33	5.96	2.36	0.64
Nb	37.65	104.77	28.07	44.21	91.98	35.69	12.05	18.60	80.63	41.67
Ta	6.34	5.52	3.07	2.99	7.18	4.35	1.28	2.31	7.27	2.49
La	37.00	42.18	39.93	66.13	44.98	103.13	35.17	37.38	49.46	13.91
Ce	83.45	92.42	114.21	149.75	115.25	204.52	72.47	89.81	73.81	40.29
Pr	9.65	11.38	15.44	16.42	11.67	35.92	8.20	11.89	12.31	6.56
Sr	218.81	203.29	316.76	311.07	329.90	407.36	402.84	302.15	404.89	268.11
Nd	44.58	53.59	61.99	72.10	59.43	122.22	33.19	57.04	57.75	35.81
Sm	12.64	13.04	7.67	15.26	16.99	16.60	4.94	12.33	12.74	11.79
Zr	454.07	2287.04	1112.98	1357.83			143.80	347.15		
Hf	21.30	52.49	27.54	27.15	44.86	49.84	5.68	10.09	33.37	27.37
Eu	1.85	2.74	0.91	0.72	2.66	-0.93	1.59	1.00	4.24	1.30
Gd	19.11	12.20	6.20	14.36	21.39	14.54	5.46	8.58	19.10	-1.82
Tb	3.69	1.55	1.19	2.40			0.95	1.62		
Dy	29.59	7.50	6.93	15.32	23.79	16.49	5.71	12.94	36.84	18.16
Y	181.73	40.50	38.48	79.60	124.94	93.67	30.06	74.29	225.68	50.31
Ho	7.12	1.33	1.02	2.75			1.06	2.28		
Er	30.64	5.62	4.93	9.21	18.08	7.84	4.12	8.61	20.41	1.95
Yb	29.88	5.78	3.55	9.35	14.64	6.97	3.32	8.41	19.06	2.83
Lu	4.27	0.89	0.53	1.35	2.14	0.91	0.57	1.30	3.67	1.44

Таблица П4. Продолжение.

N	29	30	31	32	33	34	35	36
Тип	MCX	MCX	MCX	MCX	MCX	MCX	MCX	MCX
Обр.	MP-14	MP-14	MP-14	MC24-324.0	MC24-324.0	MC24-324.0	MC24-324.0	MC24-324.0
SiO₂	56.38	57.88	53.80	55.24	56.52	54.85	56.02	56.00
TiO₂	1.17	0.69	0.75	0.70	0.75	1.06	1.00	0.44
Al₂O₃	9.67	9.26	9.39	9.80	8.96	10.98	9.91	12.10
Cr₂O₃	1.23	1.17	1.06	1.37	1.20	1.08	1.31	1.16
FeO	9.97	9.81	9.91	9.87	12.65	9.41	10.89	13.00
MnO	0.16	0.14	0.14	0.18	0.22	0.17	0.19	0.19
MgO	9.10	8.65	11.02	9.95	9.64	9.04	8.69	8.48
CaO	5.57	5.24	7.24	7.82	5.68	6.55	5.18	3.81
Na₂O	3.27	3.46	3.37	3.11	2.70	3.25	3.13	2.14
K₂O	1.58	1.49	1.43	1.22	1.02	1.97	1.60	1.44
P₂O₅	0.39	0.29	0.29	0.46	0.48	0.48	0.48	0.50
SO₃	0.17	0.14	0.13	0.11	0.17	0.14	0.15	0.14
F	0.31	0.34	0.32	0.43	0.39	0.36	0.39	0.14
Cl	0.05	0.08	0.05	0.13	0.03	0.27	0.15	0.12
СумЕРМА	99.06	98.87	99.18	100.38	100.43	99.62	99.08	99.65
Rb	39.65	38.26	33.41	35.04	27.16	35.74	39.90	39.88
Ba	572.46	644.49	415.93	593.14	513.01	723.16	606.20	722.31
Th	7.18	6.55	3.55	4.63	3.36	4.41	3.33	7.52
U	3.45	4.52	2.00	2.34	1.43	1.89	3.51	10.05
Nb	21.42	134.15	230.47	75.83	66.56	53.71	31.53	56.59
Ta	3.47	5.57	7.51	13.50	10.60	5.20	6.40	9.37
La	28.58	46.98	27.09	32.99	32.56	50.67	32.75	49.13
Ce	76.30	91.37	56.43	77.06	76.25	106.79	84.91	125.02
Pr	8.32	13.37	7.27	10.47	9.41	13.86	11.15	16.46
Sr	306.24	465.21	304.55	339.65	356.33	230.92	324.90	313.94
Nd	39.17	70.15	35.27	55.26	48.73	69.62	59.77	95.33
Sm	11.94	20.07	8.39	21.45	21.30	18.65	20.51	39.43
Zr			2454.08	1346.85	1666.90	891.47	650.72	1409.40
Hf	13.98	34.76	50.68	56.23	56.00	27.90	31.52	45.92
Eu	0.80	3.44	2.07	3.52	3.35	3.22	2.20	2.46
Gd	15.42	23.88	12.44	37.81	35.55	21.35	30.58	56.32
Tb			1.82	10.12	7.50	3.37	5.42	10.05
Dy	15.61	20.51	14.84	77.40	56.72	26.08	37.50	67.47
Y	86.89	121.92	84.73	373.94	336.24	142.12	206.35	363.93
Ho			2.58	20.62	11.48	4.89	7.06	10.50
Er	13.61	10.88	10.04	63.15	46.70	16.99	26.77	38.63
Yb	12.42	10.62	12.95	63.75	36.08	15.45	22.65	31.99
Lu	1.78	1.87	1.89	9.60	4.79	2.57	3.84	5.25

Таблица П4. Продолжение.

N	37	38	39	40	41	42	43	44
Тип	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ	МСХ	ПикХР	ПикХР	ПикХР
Обр.	МС24-324.0	МС24-324.0	МС24-324.0	МС24-324.0	МС24-324.0	РН265-707.0	РН265-707.0	РН265-707.0
SiO₂	54.74	52.90	57.60	54.55	58.26	60.27	60.45	56.22
TiO₂	0.96	1.47	0.45	0.67	0.45	0.36	0.18	0.22
Al₂O₃	9.41	9.79	9.68	9.88	9.35	10.56	10.15	9.99
Cr₂O₃	1.20	1.18	1.00	1.17	1.25	1.43	1.26	1.13
FeO	10.40	10.60	10.97	10.22	11.10	7.56	9.51	8.00
MnO	0.21	0.15	0.18	0.18	0.16	0.12	0.16	0.11
MgO	10.25	11.31	7.86	11.96	8.32	8.98	8.18	11.26
CaO	7.92	6.67	5.25	6.48	4.43	5.14	3.80	3.59
Na₂O	3.32	3.15	1.91	3.29	2.58	3.89	3.74	4.23
K₂O	1.08	1.74	3.24	1.68	1.73	0.90	1.00	2.02
P₂O₅	0.48	0.47	0.51	0.59	0.51	0.17	0.22	0.57
SO₃	0.18	0.14	0.13	0.16	0.13	0.12	0.09	0.09
F	0.55	0.43	0.20	0.44	0.30	0.36	0.32	0.41
Cl	0.15	0.12	0.13	0.15	0.16	0.03	0.05	0.03
СумЕРМА	100.85	100.13	99.10	101.42	98.72	99.94	99.11	97.93
Rb	24.89	55.24	25.57	34.93	34.33	27.48	29.98	71.10
Ba	600.57	797.93	451.29	662.13	738.33	360.96	455.54	849.50
Th	4.92	4.49	5.00	4.29	4.72	2.70	4.97	6.64
U	2.45	2.63	1.45	2.07	3.07	2.01	6.97	4.74
Nb	78.41	75.07	132.04	97.16	141.01	35.55	21.48	30.21
Ta	12.82	10.41	11.60	8.02	11.99	2.02	3.24	2.23
La	44.75	41.34	21.47	36.45	37.08	19.94	22.93	36.55
Ce	99.52	85.61	62.63	85.64	92.20	49.37	74.70	68.47
Pr	13.57	11.72	12.35	9.92	11.52	6.91	9.66	8.51
Sr	374.10	378.70	176.05	328.45	362.00	322.23	361.77	301.63
Nd	66.23	59.97	70.71	51.66	66.40	34.59	50.58	41.39
Sm	25.89	21.63	33.75	18.95	32.26	6.80	15.24	9.63
Zr	1146.72	1103.12	1148.51	2235.27	3896.58	505.25	831.52	486.51
Hf	51.25	47.07	59.87	55.36	100.66	14.64	24.55	13.15
Eu	3.77	3.77	2.71	3.03	3.31	1.27	0.72	0.85
Gd	48.09	27.18	43.83	28.05	42.47	5.02	18.06	8.83
Tb	9.18	7.37	7.28	6.09	9.27	0.85	2.75	1.53
Dy	78.14	55.94	44.72	46.25	54.58	5.38	15.55	7.46
Y	412.65	306.61	266.04	247.30	298.80	27.25	77.92	39.22
Ho	15.85	11.25	8.36	8.44	11.33	0.85	2.98	1.28
Er	59.95	42.58	28.69	29.98	34.28	3.52	9.63	4.94
Yb	52.11	34.73	21.38	24.37	27.07	3.13	7.96	3.57
Lu	7.55	4.67	4.10	3.65	4.90	0.51	1.37	0.62

Таблица П4. Продолжение.

N	45	46	47	48	49	50	51
Тип	ПикХР						
Обр.	RH265-707.0						
SiO₂	54.59	56.99	60.63	59.29	58.87	58.99	58.06
TiO₂	0.23	0.83	0.20	0.36	0.30	1.03	0.28
Al₂O₃	10.21	11.54	10.41	10.01	10.19	10.88	9.50
Cr₂O₃	1.11	1.04	0.99	0.96	1.34	1.18	1.08
FeO	9.01	7.94	6.35	7.22	8.37	12.24	7.18
MnO	0.11	0.13	0.09	0.11	0.12	0.18	0.12
MgO	11.43	7.95	8.08	9.60	8.62	4.48	9.74
CaO	4.23	3.96	4.13	4.76	4.44	2.60	5.21
Na₂O	4.06	3.45	3.69	3.96	4.37	1.86	3.73
K₂O	2.61	2.75	2.50	0.78	1.20	2.43	2.38
P₂O₅	0.58	0.61	0.67	0.26	0.40	0.32	0.58
SO₃	0.12	0.07	0.06	0.12	0.08	0.11	0.08
F	0.37	0.45	0.33	0.31	0.36	0.46	0.49
Cl	0.06	0.05	0.06	0.02	0.04	0.72	0.04
СумЕРМА	98.79	97.76	98.18	97.77	98.79	97.62	98.48
Rb	45.37	89.96	103.44	41.74	28.25	81.95	60.46
Ba	975.06	1263.09	1294.74	388.08	479.85	913.06	1202.38
Th	5.28	9.92	12.87	3.91	5.31	9.27	7.69
U	1.80	4.69	4.53	3.64	4.50	3.39	2.43
Nb	11.98	44.88	25.67	17.61	32.93	69.99	42.17
Ta	1.77	2.49	2.38	1.25	1.96	7.78	2.13
La	39.36	80.47	55.67	20.46	30.30	77.20	52.62
Ce	67.29	92.91	101.36	56.36	66.00	125.50	104.58
Pr	4.44	12.85	7.29	6.12	8.20	19.78	7.30
Sr	395.48	447.79	435.03	371.26	335.43	286.72	425.30
Nd	14.67	62.68	31.64	27.30	37.29	87.83	32.25
Sm	4.47	10.62	9.27	5.62	7.65	15.90	9.87
Zr	303.62	426.60	350.89	228.66	454.50	1567.98	524.52
Hf	9.40	11.92	13.21	8.70	13.06	54.13	12.54
Eu	0.42	0.83	0.86	1.40	0.87	2.72	-0.03
Gd	4.81	5.95	9.38	5.79	5.69	16.42	7.11
Tb	1.10	1.43	1.61	0.80	0.88	2.85	1.23
Dy	6.29	10.35	6.23	4.34	5.48	24.62	6.48
Y	36.58	61.48	24.42	20.93	27.89	135.59	37.52
Ho	1.57	1.31	1.64	0.57	0.78	3.45	0.81
Er	6.07	5.16	4.45	3.37	3.19	16.46	3.57
Yb	6.97	6.82	3.78	2.09	3.19	18.23	2.54
Lu	0.98	0.95	0.66	0.34	0.52	2.96	0.40