

Министерство образования и науки Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Санкт-Петербургский горный университет»

На правах рукописи

СТЕПАНОВ СЕРГЕЙ ЮРЬЕВИЧ



**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ПРОЯВЛЕНИЯ ХРОМИТ-ПЛАТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В
КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВАХ СРЕДНЕГО
УРАЛА**

Специальность 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель –
доктор геолого-минералогических наук,
доцент Козлов Александр Владимирович

Санкт-Петербург – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА И ОБЗОР РАНЕЕ ПРОВЕДЁННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	10
1.1. Краткая история освоения Платиноносного пояса Урала	10
1.2. Состояние изученности проявлений хромит-платиновой минерализации в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала	13
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	17
2.1. Методика полевых работ и отбора материала для исследований	17
2.2. Методика минералого-петрографических и геохимических исследований	19
ГЛАВА 3. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЗОНАЛЬНЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ СРЕДНЕГО УРАЛА	21
ГЛАВА 4. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХРОМИТ- ПЛАТИНОВЫХ РУДНЫХ ЗОН И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ДУНИТОВ	26
4.1. Геологическое строение хромит-платиновых рудных зон в структуре дунитовых «ядер» зональных массивов Среднего Урала	26
4.2. Структурно-текстурные особенности хромититов	43
4.3. Вещественный состав дунитов, вмещающих хромит-платиновые рудные зоны	47
4.5. Вещественный состав хромититов	79
4.6. Сравнительная характеристика вещественного состава дунитов и хромититов	89
ГЛАВА 5. МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ	95
5.1. Минералы платиновой группы и особенности их химического состава	95
5.2. Онтогенические особенности индивидов и агрегатов минералов платиновой группы	101
5.3. Порядок образования минералов платиновой группы	117
ГЛАВА 6. ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТ- ПЛАТИНОВЫХ РУДНЫХ ЗОНАХ	124
6.1. Характер распределения минералов платиновой группы в хромититах	124
6.2. О возможных источниках элементов платиновой группы для формирования хромит- платиновых рудных зон	126
6.3. Россыпеобразующий потенциал зональных клинопироксенит-дунитовых массивов как критерий для оценки коренного оруденения	131
6.4. Модель формирования хромит-платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала	136
6.5. Обоснование комплекса рациональных методов при постановке поисково-оценочных и геологоразведочных работ	145
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	148
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	149
ПРИЛОЖЕНИЯ	157

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. За длительную историю исследования коренного оруденения клинопироксенит-дунитовых интрузивных комплексов Среднего Урала основным объектом для изучения был Нижнетагильский массив. Хромит-платиновая минерализация частично была изучена также в пределах Каменушенского массива. В 2014 году были выявлены хромит-платиновые рудные зоны в дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов, требующие всесторонних исследований с применением современных аналитических методов (Степанов, 2014; Степанов и др., 2017). Комплексное изучение вновь выявленных хромит-платиновых рудных зон и ранее известных рудных объектов в дунитах зональных массивов Среднего Урала позволили на статистически представительных материалах выявить новые закономерности формирования коренных рудных концентраций платиноидов.

Актуальность исследований, направленных на создание методических основ поисковых и разведочных работ на рудную платину, подтверждается высоким россыпеобразующим потенциалом клинопироксенит-дунитовых массивов и открытием промышленно значимых рудных зон в дунитах Гальмознанского (Корякия) и Светлоборского (Средний Урал) массивов (Козлов и др., 2011). Важно отметить, что на сегодняшний день большинство россыпных месторождений платины на Урале отработано, а коренные рудные объекты изучены не в полной мере. Решение проблем, возникающих при проведении геологоразведочных работ, спектр которых обозначился ещё на ранних этапах изучения коренной платиноносности дунитовых тел (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928), позволит в существенной мере расширить сырьевую базу по металлам платиновой группы в пределах Уральского региона. Учитывая широкое распространение зональных клинопироксенит-дунитовых массивов в пределах складчатых областей Мира, выявленные структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения могут быть использованы при прогнозировании россыпных месторождений и коренной минерализации и в менее изученных по сравнению с Уралом областях.

Цель работы. Выявление закономерностей формирования и размещения платиновой минерализации и обоснование на этой основе геолого-генетической модели концентрирования платиноидов в хромит-платиновых рудных системах по результатам изучения клинопироксенит-дунитовых массивов (Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский) качканарского комплекса на Среднем Урале.

Задачи исследований.

1. Выявление позиции хромит-платиновых рудных зон в структуре дунитовых «ядер» с применением методов геологического картирования.
2. Разносторонняя вещественная характеристика хромит-платиновых рудных зон и вмещающих их дунитов с применением методов минералогических, петрографических и геохимических исследований.
3. Выявление стадийности минералообразования в хромит-платиновых рудных системах на основе онтогенических методов исследования индивидов и агрегатов минералов платиновой группы.
4. Оценка характера распределения платины в хромититах и дунитах и обоснование на основе предложенной геолого-генетической модели методических аспектов геологоразведочных работ, направленных на корректный подсчёт запасов платиноидов в контурах хромит-платиновых рудных тел.

Фактический материал и методы исследования. Основой для проведения исследований послужили материалы, собранные в ходе полевых работ 2012–2017 гг. В 2013 и 2014 гг. автор принимал активное участие в геологоразведочных работах ЗАО «Урал-МПГ», направленных на выявление коренного платиноидного оруденения в дунитах Светлоборской лицензионной площади. В дальнейшем проводились инициативные полевые экспедиции студентов и аспирантов Горного университета под руководством соискателя, направленные на детализацию ранее полученных наблюдений и расширение базы фактического материала. Дуниты, вмещающие хромит-платиновые рудные зоны, были опробованы по сети 10х5 м с последующим изготовлением петрографических шлифов. Для Светлоборского и Вересовоборского массивов компания «Урал-МПГ» передала соискателю коллекцию образцов керна, не использованных при подсчёте запасов (глубина бурения до 200 метров). Этот материал послужил основой для построения разрезов минерализованных зон. В целом общее число обработанных шлифов – 875, аншлифов – 1020, искусственных аншлифов из рудных концентратов – 69. Из массивных жильных и прожилково-вкрапленных хромититов всех исследуемых объектов было отобрано 27 крупнообъёмных проб весом 50–70 кг с последующим дроблением, гравитационным обогащением и извлечением минералов платиновой группы методом «отдувки». Таким образом, был получен фактический материал, охватывающий все ранее известные и вновь выявленные хромит-платиновые рудные зоны в пределах клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

При камеральных исследованиях основное внимание было уделено систематизации и каталогизации собранных полевых материалов. В основу петрографических

исследований были положены методы оптической микроскопии с использованием стандартных шлифов. После типизации исследуемых пород и руд были проведены детальные минералогические исследования, направленные на изучение их структурно-текстурных особенностей, химического состава и анатомии минеральных индивидов с использованием оптической и растровой электронной микроскопии в сочетании с рентгеноспектральным микроанализом.

Значительное место в диссертационной работе занимают геохимические исследования. Для каждого выделенного типа пород и руд были определены содержания петрогенных и примесных элементов. С этой целью были использованы рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (петрогенные элементы), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (элементы-примеси), масс-спектрометрия с ИСП с предварительной пробирной плавкой (для благородных металлов). Анализы проводились в Центральной аналитической лаборатории, ВСЕГЕИ; РАЦ МИА «Механобр-аналит», химической лаборатории института «Гипронибель». Полученные результаты с содержаниями благородных металлов в рудах и породах были сопоставлены с результатами гравитационного обогащения этих пород, направленного на выделение минералов платиновой группы.

Научная новизна.

1. Впервые выявлены и всесторонне охарактеризованы хромит-платиновые рудные зоны в дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов.
2. Охарактеризованы закономерности распределения элементов-примесей в хромититах и дунитах большинства зональных клинопироксенит-дунитовых массивов качканарского комплекса на Среднем Урале.
3. Установлена зависимость между структурными разновидностями дунитов и содержанием в них металлов платиновой группы.
4. Впервые в образцах хромититов, отобранных на основных клинопироксенит-дунитовых массивах качканарского комплекса, с использованием онтогенических методов детально охарактеризованы минералы платиновой группы (МПГ).

Защищаемые положения.

1. Хромит-платиновые минерализованные зоны в пределах Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов приурочены к границам текстурно-структурных разновидностей дунитов. Преобладающий объём платиноносных хромититов сконцентрирован в порфировидных дунитах, расположенных в зоне фациальных переходов между полями дунитов, отличающихся по зернистости.

2. Геологическая специфика строения рудных зон, характер распределения петрогенных и примесных компонентов в дунитах и хромититах определяют ведущую роль магматических процессов в концентрировании металлов платиновой группы.

3. Платиновая минерализация в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов сформировалась в два этапа. В первый этап – совместно с хромшпинелидом кристаллизовались Pt-Fe твёрдые растворы, по составу отвечающие изоферроплатине Pt_3Fe и железистой платине Pt_2Fe . Второй этап подразделён на две стадии. В первой стадии первичные Pt-Fe твёрдые растворы были замещены минералами группы тетраферроплатины. Во второй стадии минералы группы тетраферроплатины были частично замещены сульфидами, сульфоарсенидами, плюмбидами и меркуридами элементов платиновой группы.

Практическая значимость. Решение поставленных в рамках исследования задач будет способствовать повышению эффективности геологоразведочных работ, направленных на выявление коренных месторождений платины в дунитах дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов, принимающих участие в строении большинства складчатых областей. Результаты анализа материалов о геологическом строении хромит-платиновых рудных зон, минеральных формах проявления платиноидов, характере их распределения и концентрации в пределах этих зон, морфологических и анатомических особенностях индивидов и агрегатов минералов платиновой группы платиноносных массивов Среднего Урала позволили выявить геолого-генетические закономерности их формирования. Выявленные закономерности формирования и размещения платиновой минерализации могут стать основой проектирования геологоразведочных работ на рудную платину и использованы с целью оптимизации методики геологоразведочных работ, а также для повышения достоверности результатов оценки ресурсного потенциала рудных объектов.

Достоверность защищаемых положений и выводов определяется, прежде всего, использованием в работе результатов детальных геологических наблюдений в пределах изучаемых объектов с отбором большого количества штучных, керновых, а также крупнообъёмных проб. Полученные в процессе исследований новые материалы согласуются с результатами предшествующих работ и дополняют их. Высокая надёжность результатов аналитических работ обусловлена использованием современных методов исследований по сертифицированным методикам в аккредитованных лабораториях. Высокая достоверность результатов подтверждена также использованием многочисленных дубликатов проб и анализов одной пробы с использованием разных аналитических методов. Так, состав минералов предварительно был определён на рентгеноспектральном

микроанализаторе с ЭДС-детектором, затем заверен на микроанализаторе с волновыми детекторами. Определение весовой доли благородных металлов в пробах проводилось с использованием масс-спектрометрии с ИСП с последующей её заверкой пробирным анализом, а также определением весового содержания платиноидов, полученных при гравитационном обогащении проб.

Апробация работы. Основные выводы, полученные в ходе исследований, были представлены и обсуждены на многочисленных всероссийских и международных конференциях: «Онтогения, филогения, система минералогии» (Миасс, ИМин УрО РАН, 2015); «XII Съезд Российского минералогического общества 2015» (Санкт-Петербург, Горный университет, 2015); «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, ИГЕМ РАН, 2015); «Современные исследования в геологии» (Санкт-Петербург, СПбГУ, 2016); «Металлогения древних и современных океанов – 2016. От минерагенеза к месторождениям» (Миасс, ИМин УрО РАН, 2016); «Уральская минералогическая школа 2016» (УГГУ, Екатеринбург, 2016); «Международная научная конференция, посвященная 300-летию Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН» (Москва, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, 2016); «Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits» (Миасс, ИМин, УрО РАН, 2017); «XI L.L. Perchuk international School of Earth Sciences» (Миасс, ЮУрГУ, 2017); «XV Ферсмановская научная сессия, посвящённая 100-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова» (Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, 2018); «Международный молодежный научный форум «Ломоносов-2018» (Москва, МГУ, 2018) и других.

По теме диссертации опубликованы 34 работы из них 5 – в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России.

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, 6-ти глав и заключения, содержит 174 страницы машинописного текста, включая 80 рисунков, 26 таблиц и список литературы из 116 наименований. Во введении обоснована актуальность работы, сформулированы цель и задачи исследования, приведены краткие сведения о методах работы, фактическом материале, послужившем основой для написания работы, приведена оценка научной новизны и практической значимости работы, краткие сведения о степени изученности рассматриваемых объектов. Первая глава содержит краткий исторический очерк освоения платиноносного пояса Урала и развёрнутое описание исследований, направленных на выявление или характеристику коренного хромит-платинового оруденения. Во второй главе детально рассмотрены методы работ – особенности пробоотбора и использования аналитических методов. В третьей главе охарактеризовано структурное положение клинопироксенит-дунитовых массивов в

пределах Платиноносного пояса Урала, входящего в Тагило-Магнитогорскую мегазону уральской складчатой области, и основные закономерности их строения. Четвертая глава – комплексная структурно-вещественная характеристика хромит-платинового оруденения в дунитовых «ядрах» зональных массивов с детальной характеристикой их геологического строения и структурных особенностей вмещающих дунитов. В этой главе рассмотрены вещественные признаки дунитов и хромититов: химический состав слагающих их минералов, характер распределения и содержания в породах петрогенных компонентов и элементов-примесей. В пятой главе детально рассмотрены признаки минералов платиновой группы из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. Основное внимание, помимо стандартного описания химического состава индивидов, уделено их онтогенетической характеристике и, прежде всего, морфологическим и анатомическим особенностям. На основании результатов наблюдений выявлена последовательность образования минералов платиновой группы в хромит-платиновых рудных системах. В шестой главе обсуждены закономерности распределения платины в телах хромититов, в том числе и на основании результатов, полученных в предыдущих главах. В качестве обобщения материалов, отражающих структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала, в шестой главе предложена геолого-генетическая модель их образования. В заключении подводятся итог исследований и основные выводы о возможности практического применения полученных результатов.

Благодарности. Автор искренне признателен своему научному руководителю профессору, доктору геолого-минералогических наук Александру Владимировичу Козлову за всестороннюю поддержку при проведении исследований, глубокое осмысление их результатов и критический подход к предложениям и выводам соискателя. Столь же глубокую признательность и искреннюю благодарность хочется высказать главному научному сотруднику отдела Петрологии ФБУ «ВСЕГЕИ», доктору геолого-минералогических наук Людмиле Николаевне Шарпёнок за помощь в проведении исследований, многочисленные советы и рекомендации, позволившие в существенной мере улучшить диссертационную работу. За активное и отважное участие во всех экспедиционных и полевых исследованиях, безустанную исследовательскую деятельность и неоценимую помощь в проведении исследований автор от всей души благодарит коллегу и друга Романа Сергеевича Паламарчука.

За помощь в организации и проведении исследований автор признателен коллегам из Всероссийского геологического института: В.В. Шатову, Е.А. Кухаренко, А.Е. Костину. Работа не имела бы столь широкого охвата и обширной аналитической основы без помощи

А.В. Антонова (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), Д.А. Варламова (ИЭМ РАН, г. Черногоровка), Д.А. Ханина (МГУ, г. Москва), Л.А. Ушинской (РАЦ «МИА», г. Санкт-Петербург), В.А. Шишлова (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и Ю.Л. Крецера (Радиовый институт, г. Санкт-Петербург).

За обсуждение результатов исследований и плодотворную дискуссию соискатель благодарен Е.В. Пушкарёву (в.н.с. ИГГ УрО РАН.), Э.М. Спиридонову (профессор каф. минералогии МГУ им. Ломоносова), О.К. Иванову (с.н.с. ИГГ УрО РАН). Автор особо признателен К.Н. Маличу (в.н.с. ИГГ УрОРАН) за обсуждение результатов минералогических исследований и их конструктивную критику.

Отдельную благодарность за бесценный производственный опыт хотелось бы высказать руководителю геологоразведочных работ «Светлоборской площади» главному геологу «Урал-МПГ» Андрею Валерьевичу Корнееву.

В процессе проведения полевых работ и лабораторных исследований пришлось столкнуться с широким кругом людей, которые всегда были готовы оказать помощь и поддержку, за что автор им искренне благодарен.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА И ОБЗОР РАНЕЕ ПРОВЕДЁННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1.Краткая история освоения Платиноносного пояса Урала

Промышленная добыча платины на Урале началась с 1824 года. Её активное извлечение впоследствии было обусловлено как широким применением в химической промышленности, так и вводом в оборот министерством финансов платиновой монеты (рис. 1). С 1828 года Урал становится лидером мировой добычи платины. Около 380 тонн этого металла было извлечено из Нижнетагильского и Исовско-Туринского россыпных узлов (Мосин, 2002). К концу XX столетия бóльшая часть россыпных месторождений платины на Урале была отработана. Полуторавековой опыт исследований ультраосновных комплексов, являющихся коренными источниками россыпей, позволил выделить Платиноносный пояс в пределах Уральской складчатой области.



Рис. 1. Платиновые монеты, выпускаемые Санкт-Петербургским монетным двором с 1829 по 1845 гг. (<http://coins-sytnik-niki.blogspot.ru>)

В 1891 году на западном склоне Нижнетагильского массива старателем Серебряковым было выявлено первое коренное месторождение платины в дунитах (Локерман, 1982), где платина находилась в сростании с хромшпинелидом. В 1893 году появилось первое описание этого месторождения (Карпинский, 1893). В 1898 старателями Детковыми в верховьях р. Мартьян было обнаружено Авроринское месторождение, где платиновые минералы были локализованы непосредственно в дуните вне видимой связи с хромшпинелидом. В целом за первые 50 лет исследований зональных массивов Среднего Урала были обнаружены многочисленные платиноносные шпиры, каждый из которых или их группы можно рассматривать как месторождение, считая окружающий дунит с непромышленным содержанием платины за вмещающую породу (Заварицкий, 1928). Самым крупным рудным объектом начала XX столетия была Господская шахта, заложенная на склоне Соловьевой пади в 1909 году. В 1937 году участникам XVII Международного геологического конгресса была продемонстрирована расчистка, вскрывающая мощные хромититовые сегрегации с многочисленными обособлениями

платиновых минералов (Локерман, 1982). Однако, в целом по оценкам Н.К. Высоцкого (1923), начиная с 1892 года, было добыто менее 120 кг рудной платины.

Масштабные геологоразведочные работы на рудную платину были начаты в 1922 году. В период с 1922 по 1934 гг. объём горных работ, учитывая подземные (рис. 2) и поверхностные горные выработки, составил 74 000 м³ (Заварицкий, 1928). В 1949–1951 гг. Кировским прииском треста "Уралзолото" МВД СССР были проведены масштабные геологоразведочные работы под руководством С.А. Маханова с проходкой шурфов по сети 20x20, 40x20 м с отбором крупнообъёмных проб. Результаты этих работ опубликованы в труде С.А. Кашина с соавторами (1956). Анализ валовых проб позволил выявить следующие средние содержания платины по участкам: Александровский лог – 0,279 г/т, Пупков лог – 0,14 г/т, вершина г. Соловьёва – 0,145 г/т (Маханов, 1951; Пилюгин, 2014).

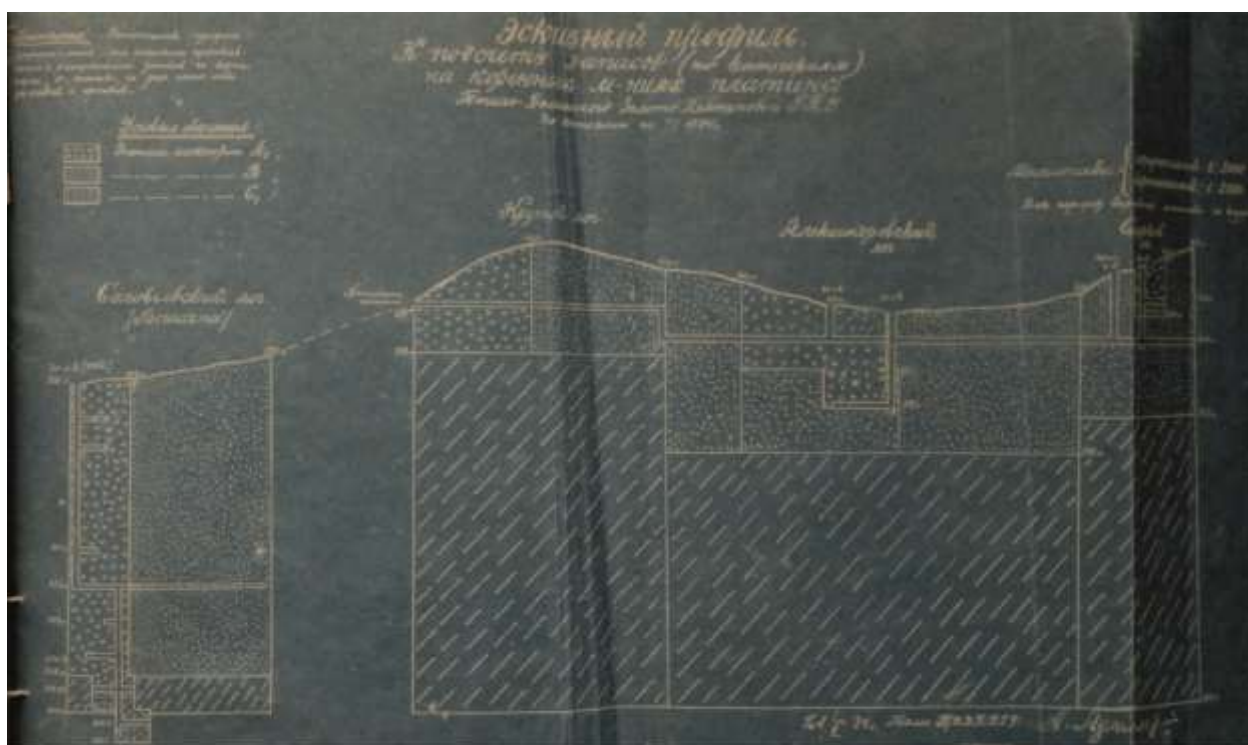


Рис. 2. Копия эскизного профиля части подземных горных выработок, пройденных для разведки коренных месторождений платины по состоянию на январь 1934 г

Сведенные за весь период геологоразведочных работ с 1922 по 1951 гг. результаты позволили оценить забалансовые запасы платины по г. Соловьёва в количестве 239,3 млн. т. руды и 36,2 тонн платины (Маханов, 1951; Пилюгин, 2014).

С 1996 г были возобновлены попытки выявления коренных месторождений платины на Урале. В период с 1996 по 2000 гг. в пределах Соловьёвогорского участка буровые работы проводили ОАО «Хромит» и ЗАО «Уральская геологическая служба» (Волченко, 2011). На последнем этапе исследований в 2001–2005, 2007–2009 и 2013–2018 гг. ЗАО "Урал-МПГ" проводило широкомасштабные геологоразведочные работы в дунитах

Светлоборского и Вересовоборского массивов. Эти работы носили комплексный характер и включали в себя литохимическое опробование, большой объём колонкового бурения, использование скважин для колонкового бурения большим диаметром (Трушин и др., 2017), отбор крупных проб для последующего гравитационного извлечения минералов платиновой группы.

Подводя итог анализу освоения коренных месторождений платины в дунитах зональных массивов Урало-Аляскинского типа справедливо можно отметить, что большинство работ было сосредоточено в пределах Нижнетагильского массива. Этот факт обуславливает наилучшую его изученность в отношении коренной платиноносности. Другие массивы с наблюдаемым выходом дунитового тела на дневную поверхность (Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский, Жёлтой сопки и др.) остаются не опосредованными, и масштабы проявления в них коренного платинового оруденения не оценены. Наиболее значимая проблема, выявленная при разведке коренных месторождений платины в дунитах Нижнетагильского массива – крайне неравномерное распределение платиноносных хромититов и платины в пределах хромитовых жил. Для снижения негативного влияния неоднородности распределения ценного компонента в рудах на результаты геологоразведочных работ были применены методы крупнообъёмного опробования. В настоящее время ввиду проведения активных поисковых и разведочных работ на рудную платину в дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов существенный интерес представляет анализ результатов, полученных для Нижнетагильского массива с новыми материалами. Выявленные закономерности формирования и размещения платиновой минерализации могут стать основой проектирования геологоразведочных работ на рудную платину и использованы с целью оптимизации методики геологоразведочных работ, а также для повышения достоверности результатов оценки ресурсного потенциала рудных объектов.

1.2. Состояние изученности проявлений хромит-платиновой минерализации в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала

Проблема генезиса платиновой минерализации обозначилась уже на первых этапах изучения платиноносности клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. Ранние исследования (Высоцкий, 1913; Duparc, Tikhonowitch, 1920; Карпинский, 1926; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956), проводившиеся параллельно с разработкой коренных месторождений (Господская шахта, Крутой лог 4-00, Сырков лог), базировались на представительном каменном материале, но не позволили прийти к единому мнению по рассматриваемой проблеме. Более поздние исследования (Малахов, Малахова, 1970; Лазаренков и др., 1992; Иванов, 1997; Золоев и др., 2001; Auge et al., 2005; Волченко и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; Anikina et al., 2014; Tesalina et al., 2016), проводимые после завершения разработки этих месторождений, были в меньшей степени обеспечены представительными образцами платиноносных пород, но создали обширную базу аналитических материалов, что, однако, не привело к созданию обоснованной генетической концепции, признаваемой большинством исследователей этих рудоносных объектов. В течение последних 5 лет начался новый интенсивный виток исследования платиновых образований, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами на Урале. Благодаря поисковым работам ЗАО «Урал-МПГ», база фактического материала была существенно расширена. Изначально геологоразведочные работы проводились под руководством Ю.М. Телегина (Телегин и др., 2009), затем под руководством А.В. Корнеева. Полученный в ходе этих работ материал стал основой для детальных, прежде всего минералогических, исследований (Толстых и др., 2011; Tolstykh et al., 2015), а также для разработки методических основ обогащения руд с крайне неравномерным распределением платиновых металлов (Козлов и др., 2011).

Среди клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала наиболее изученным является Нижнетагильский массив. В его пределах проведено детальное геологическое картирование (Иванов, 1997) с последующей подробной структурной съёмкой (Шмелёв и др., 2010). Полноценно охарактеризованы геохимические особенности дунитов и хромититов (Лазаренков, 1992; Шмелёв и др., 2010; Малич и др., 2013; Tesalina et al., 2015 и др.), в том числе с применением изотопных исследований. В последнее десятилетие с высокой степенью детальности были исследованы дуниты Светлоборского массива (Толстых и др., 2011; Пилюгин и др., 2015;). В то же время степень изученности

Вересовоборского и Каменушенского массивов на Среднем Урале остаётся довольно низкой.

Исследования зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала сводятся к решению целого ряда основных задач. В ходе систематизации накопленных знаний была предпринята попытка разделить платиноидную минерализацию в дунитах и клинопироксенитах на несколько типов. Было выделено три типа платиноидного оруденения (Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956; Золоев, 2001; Naldrett, 2004; Волченко и др., 2007 и др.): пироксенитовый, дунитовый и хромит-платиновый. Для пироксенитового и дунитового типов характерно нахождение минералов платиновой группы (МПГ) в соответствующих породах, не обогащенных хромшпинелидами. Исследователи Авроринского месторождения предполагали тесную связь дунитового типа оруденения с грубозернистыми разновидностями дунитов и с дунитовыми пегматитами (Высоцкий, 1913; Лазаренков и др., 1992). На основании характера распределения самородков в россыпях, образующихся в результате разрушения дунитовых «ядер», О.К. Иванов (1997) допускал связь платинового оруденения с дунитовыми пегматитами не только Авроринского месторождения, но и месторождения Александровского лога Нижнетагильского массива. Однако единственный пример выявления промышленно значимых концентраций платины в дунитах без видимой пространственной связи с хромшпинелидами – это рудопроявление им. Н.К. Высоцкого в пределах Светлоборского массива (Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Козлов и др., 2011.). При этом в связи с проведением широкомасштабных разведочных и поисково-оценочных работ в дунитах «ядра» Нижнетагильского массива в первой половине XX столетия (Кашин и др., 1956) самым известным и наиболее изученным является хромит-платиновый тип. В последние три года впервые обнаружены хромит-платиновые минерализованные зоны в дунитах Светлоборского (рудопроявление Вершинное) и Вересовоборского массивов (Степанов, 2014; Степанов и др., 2017), представляющие значительный промышленный интерес.

Нерешённым и наиболее дискуссионным вопросом в отношении зональных массивов Урало-Аляскинского типа на настоящий день является генезис высокомагнезиального дунитового «ядра». О.К. Иванов (1997) предложил рассматривать кристаллизацию дунитов из ультраосновной магмы, сформированной вследствие докристаллизационной дифференциации толеитового расплава в ходе эволюции островодужного вулканизма. Однако отсутствие эффузивных аналогов дунитов и термодинамические построения противоречат этим предположениям. Позднее в

акцессорных хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива были обнаружены расплавные включения, состав которых отвечал пикритовому расплаву, что, несомненно, также свидетельствовало в пользу магматической природы дунитов (Симонов и др., 2013).

Анализ результатов изотопного датирования, геохимических и петрохимических особенностей пород (Ферштатер и др., 1999; Ферштатер, 2013) и структурное картирование дунитового тела Нижнетагильского массива (Шмелёв, Филиппова, 2010) позволили предположить кумулятивную природу дунитов Платиноносного пояса Урала с фракционированием оливина из верлитового расплава. Этими исследователями рассматривались формирование структуры Платиноносного пояса в связи с задуговым спредингом и рифтогенезом. В результате детального изучения Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива Е.В. Пушкарёв (2000) также делает вывод о кумулятивной природе дунитов, образовавшихся в результате динамической дифференциации ультраосновного тылаитового расплава, однако не делает заключения о геодинамических условиях формирования магматитов.

Помимо ортомагматической и кумулятивной модели формирования дунитового «ядра» существует представление о дунитах как о мантийном субстрате, тектонически вовлечённом в структуру Платиноносного пояса Урала. Так, основной геологический вывод в работе А.А. Ефимова (2010), рассматривающей итоги столетнего изучения Платиноносного пояса, состоит в том, что в его единой структуре объединены генетически не связанные между собой комплексы горных пород. На основании геохимических и изотопных исследований история формирования Нижнетагильского массива в работе С.Г. Тесалиной с соавторами (Tessalina *et al.*, 2016) разделена на два этапа: докембрийский тектономагматический и палеозойский островодужный. При этом, исходя из близости петрохимических и геохимических признаков дунитов платиноносного пояса Урала и дунитов Кондёрского массива, расположенного в области континентального рифтогенеза, предполагается близость геодинамических условий их формирования (Ефимов, 2010; Tessalina *et al.*, 2016).

Существование разных подходов к объяснению возникновения клинопироксенит-дунитовых массивов обуславливает дискуссионность и генезиса тел платиноносных хромититов. На ранних этапах исследования коренного хромит-платинового оруденения появилась позднемагматическая модель, в которой рудообразование, по представлениям А.Н. Заварицкого (1928) и А.Г. Бетехтина (1935), не выходит за рамки магматического процесса. Затем была предложена постмагматическая модель формирования хромит-

платинового орудения с преобладающим вкладом в рудогенез процессов перекристаллизации дунитов (Иванов, 1997). Позже сформулирована гипотеза взаимосвязи платинового орудения в хромититах с процессами гидротермальной переработки дунитов, вызвавшей мощную серпентинизацию в раннепалеозойское время в условиях тектонического вовлечения дунитового «ядра» в зону субдукции (Иванов, 2011). Ряд исследователей (Johan 2002; Округин, 2004; Толстых и др., 2011; Tolstykh *et al.* 2015; Симонов и др., 2017) считают, что образование дунитов происходило в ходе дифференциации пикритовых расплавов с ликвационным отделением оксидно-рудной жидкости преимущественно хромитового состава.

Подводя итог обзора предыдущих исследований, можно подчеркнуть, что два наиболее принципиальных генетических вопроса – природа дунитов и генезис хромит-платинового орудения, локализованного в них, по сей день остаются дискуссионными. Из анализа ранее полученных результатов становится ясным, что существуют достаточно убедительные свидетельства проявления минералообразующих процессов с участием металлов платиновой группы от магматического этапа формирования клинопироксенит-дунитовых массивов до завершения наложенных флюидных процессов. При этом важно понять, на каком этапе этого длительного пути развития минерагенеза произошло концентрирование металлов платиновой группы, определяющее их промышленную ценность.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Методика полевых работ и отбора материала для исследований

Основой для проведения исследований послужили материалы, собранные в ходе полевых работ 2012–2017 гг. В 2013 и 2014 гг. автор принимал активное участие в геологоразведочных работах ЗАО «Урал-МПГ», направленных на выявление коренного платиноидного оруденения в дунитах Светлоборской лицензионной площади. В дальнейшем проводились инициативные полевые экспедиции студентов и аспирантов Горного университета под руководством соискателя, направленные на детализацию ранее полученных наблюдений и расширение базы фактического материала. В качестве объектов для исследования были выбраны клинопироксенит-дунитовые массивы качканарского плутонического комплекса – Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский, расположенные на Среднем Урале.

Первым этапом полевых работ стало уточнение геологического строения массивов с проведением рекогносцировочных маршрутов, документацией природных обнажений и горных выработок и отбором штуфных проб. Перечень опорных разрезов и ключевых обнажений приведён в приложении в таблице 1. Общее число штуфных проб для дальнейших петрографических и минераграфических исследований составило 318 шт., из них: для Нижнетагильского массива – 119, Светлоборского – 63, Вересовоборского – 68, Каменушенского – 68. После предварительного исследования под бинокулярным микроскопом из образцов были изготовлены петрографические и прозрачно-полированные шлифы, а также аншлифы. Затем, после предварительного описания препаратов, породы были подразделены на группы с выбором типового образца для каждой группы (приложение, табл. 2).

Рекогносцировочные работы позволили приступить к детальному изучению участков, перспективных на выявление коренного хромит-платинового оруденения в пределах Светлоборского и Вересовоборского массивов. На этих участках было проведено штуфное опробование дунитов по сети 100x20 м с целью составления детальных геологических карт, учитывающих результаты анализа содержания хромшпинелидов в дунитах. В пределах участков им. Н.К. Высоцкого и Вершинного Светлоборского массива и Вересовоборского участка одноимённого массива ЗАО «Урал-МПГ» были пробурены скважины колонкового бурения. Часть образцов со скважин была передана автору диссертации для петрографических исследований. По совокупности материалов были оконтурены зоны с повышенной вкрапленностью хромшпинелида в дунитах, и участки концентрации прожилково-вкрапленных и массивных хромититов.

На следующем этапе полевых работ из прожилково-вкрапленных и массивных хромититов были отобраны крупнообъемные пробы весом 50–70 кг для последующего дробления до размерности менее 1 мм и обогащения на центробежном концентраторе КР-400. Общее число проб составило 27 (приложение, табл. 3; рис. 3) из них для Нижнетагильского массива – 6, Светлоборского – 9, Вересовоборского – 8, Каменушенского – 4. Из разных типов хромититов были отобраны пробы для последующего изучения химического состава методом пробирной плавки с ICP-MS окончанием.

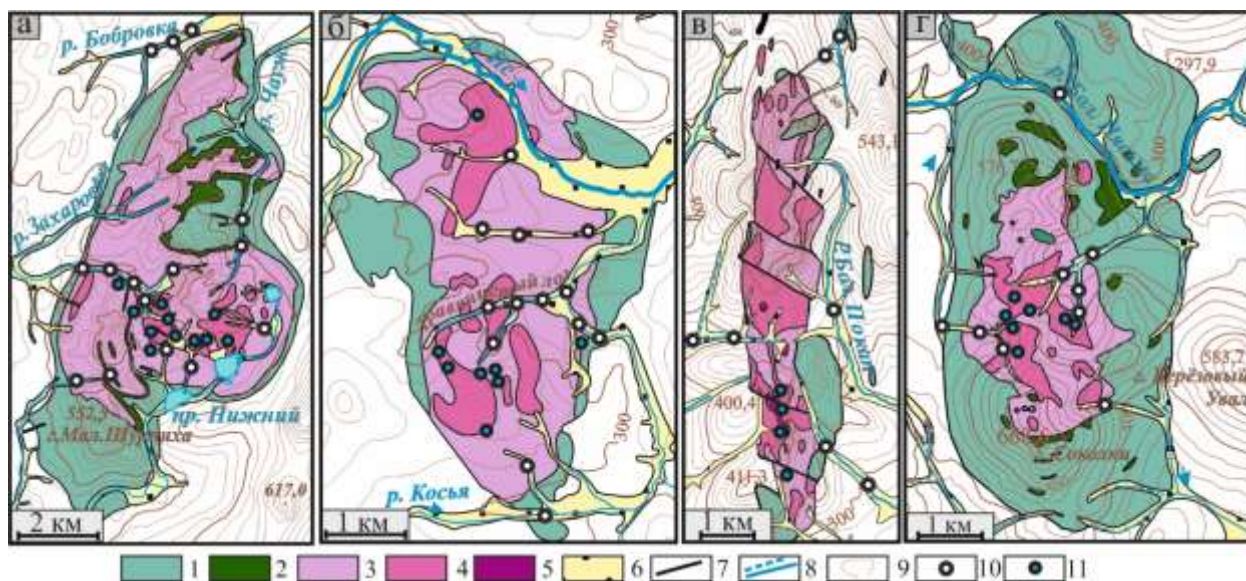


Рис. 3. Геологические схемы клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Иванов, 1997) с нанесенными на нее основными точками отбора штучных и крупнообъемных проб с минералами платиновой группы. Массивы: а – Нижнетагильский, б – Светлоборский, в – Вересовоборский, г – Каменушенский. Условные обозначения: 1 – пироксениты; 2 – верлиты; дунисты (3–5): 3 – мелко- и среднезернистые, 4 – крупнозернистые, 5 – существенно пегматоидные; 6 – аллювиальные отложения; 7 – тектонические нарушения; 8 – гидросеть; 9 – горизонтали рельефа; 10 – точки отбора проб из россыпей; 11 – точки отбора коренных проб.

После обработки материалов были отобраны дополнительные штучные пробы в количестве 28 штук для минераграфических исследований с целью изучения взаимоотношений минералов платиновой группы с хромшпинелидами.

Для полноценного анализа ассоциации платиновых минералов в эродированной части исследуемых зональных клинопироксенит-дунитовых массивов были опробованы разные типы россыпей: элювиальные, делювиальные, ложковые и аллювиальные. Общее число проб из россыпей – 134 (приложение, табл. 4, см. рис. 3) из которых на Нижнетагильский массив приходится 16, Светлоборский – 68, Вересовоборский – 41, Каменушенский – 9.

2.2. Методика минералого-петрографических и геохимических исследований

Из штучных проб дунитов и хромититов были изготовлены петрографические и минералогические препараты для изучения с использованием оптического микроскопа в проходящем и отражённом свете. На основании петрографических и минералогических исследований были выявлены типовые образцы пород и руд. Химический состав этих пород и руд, в частности, содержание в них элементов платиновой группы (ЭПГ), был изучен с применением масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (центральная аналитическая лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ», прибор – Элан-6100 DRC, аналитики – В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Для уточнения содержаний платины был проведён анализ пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»): пробирное концентрирование по СТП 1402.151.1-2014 (серебряный король), атомно-эмиссионное определение по инструкции НСАМ 366-С на атомно-эмиссионном спектрометре ICAP 6300, свидетельство о поверке № 0165876 от 24.10.2017 г. Определение массовой доли Os выполнено методом масс-спектрометрии с ИСП по СТП35-12-241 и СТП 35-12-282 (ООО «Институт Гипроникель», спектрометр – ICAPQ (исполнители: Беляков А.А., Соловьёв П.Н., Красотина Л.Б., Белянинова С.И.). Содержание платины в крупнообъёмных пробах подсчитывалось взвешиванием концентрата МПГ с учётом среднего содержания Pt в минералах (на основе среднего содержания платиноидов в составе Pt-Fe твёрдых растворов, а также распространённости вторичных минералов из группы тетраферроплатины в массивах: Нижнетагильском – 0,77 Светлоборском – 0,85, Вересовоборском – 0,78 и Каменушенском – 0,83).

Зёрна МПГ, извлечённые из рудных концентратов методом «отдувки», а также агрегаты МПГ из элювиально-делювиальных отложений были изучены на оптическом бинокулярном микроскопе и с использованием сканирующего электронного микроскопа. Затем из них были изготовлены искусственные аншлифы, которые наряду с полированными шлифами хромшпинелидовых сегрегаций и хромититов изучались с использованием сканирующей электронной микроскопии (CamScan MX2500, ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург – аналитик А.В. Антонов; Tescan VEGA-II XMU, CamScan MV2300, ИЭМ РАН, Черноголовка – аналитик Д.А. Варламов; Tescan VEGA, Горный университет, Санкт-Петербург – аналитик Ю.Л. Крецер). Химический состав минералов платиновой группы предварительно охарактеризован с помощью метода рентгеноспектрального микроанализа с энергодисперсионными анализаторами (Link Pentafet (Oxford Instruments, Si(Li), ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик А.В. Антонов; INCA Energy 450, INCA Energy 350 ИЭМ РАН, аналитик Д.А. Варламов). Результаты предварительного определения составов минералов заверены на микроанализаторе CamebaxSX50 с

волновыми детекторами (МГУ им. М.В. Ломоносова, аналитик Д.А. Ханин). Всего выполнено около 1440 анализов. В целом было проанализировано свыше 500 зёрен МПГ, отобранных более чем в 80 различных точках. Все минералы проанализированы на 6 элементов платиновой группы, Cu, Fe, Ni и Co, сульфиды – дополнительно на S, As, Sb, Te, Pb, Bi.

При записи эталонных профилей серий линий характеристического рентгеновского излучения использовались следующие стандартные эталоны: для элементов платиновой группы – металлы RuL, RhL, PdL, OsL, IrL, PtL, (M-линии для контроля); Cu – металл CuK, CuL; Fe – металл FeK, FeL; Ni – металл NiK, NiL; Co – CoAsSCoK, CoL; S – FeS₂ синт. SK; As – InAsAsK, AsL; Sb – SbCuS₂SbK, SbL; Te, Pb – PbTe, TeL; PbLi или PbM (в зависимости от состава образца); Bi – металл BiL, BiM.

Условия проведения микроанализа для детектора Link Pentafet (Oxford Instruments, Si(Li)): ускоряющее напряжение 20 kV, рабочее расстояние 35 мм, время накопления спектров 70 секунд (без учета мертвого времени). Условия проведения микроанализа для детектора INCA Energy 450: ускоряющее напряжение 20 kV, рабочее расстояние 25 мм, время накопления спектров 70 секунд (без учета мертвого времени). На рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX50 измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 kV и силе тока зонда 30 нА. Пределы обнаружения составляют для: Os – 0.08 мас. %, Ir – 0.1, Ru – 0.05, Rh – 0.05, Pd – 0.05, Pt – 0.05, Fe – 0.03, Ni – 0.03, Cu – 0.03, S – 0.05, As – 0.05, Co – 0.03, Pb – 0.08, Bi – 0.1. При расчете содержаний была проведена ZAF-коррекция.

Для точной диагностики Pt-Fe минералов был использован рентгеноструктурный анализ. Рентгеновские исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ. Рентгенофазовый качественный анализ был проведен методом Гандольфи с использованием монокристалльного дифрактометра Rigaku R-AXIS RAPID II (CoKa- излучение) с последующей обработкой данных в программном комплексе PDXL-2 (аналитик А.А. Золотарёв).

Состав оливинов и хромшпинелидов измерялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Camebax SX50 с волновыми детекторами при параметрах, аналогичных измерениям состав МПГ. Замер производился по Ka линии. В качестве стандартов для измерения составов хромшпинелидов для Mg, Al использовался MgAl₂O₄, синтетический, на кристалле TAP; для Mn – MnTiO₃, синтетический; Fe, Ti – FeTiO₃; кристалл для марганца и железа – LiF; Ni – NiO, кристалл – LiF; Zn – ZnO, синтетический; Cr – FeCrO₄; Ca – CaScSi; V – Pb₅[VO₄]₃Cl; Cu – Cu₂O. Для измерения составов оливина использовались следующие стандарты: для Al, Mn, Zn, Cr, Ni те же, что и для хромшпинелидов; для Si – Na₂BeSi₂O₆; для Mg, Ca – роговая обманка; Ti – KTi[PO₅].

ГЛАВА 3. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЗОНАЛЬНЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ СРЕДНЕГО УРАЛА

Дунит-клинопироксенит-габбровые и габбровые массивы являются составной частью Платиноносного пояса Урала (Ферштатер, 2013) и пространственно тяготеют к западному борту Тагило-Магнитогорской мегазоны вдоль Главного Уральского разлома. В целом вся структура Платиноносного пояса по данным сейсмических исследований характеризуется падением на восток под углом 30–50° (Дружинин и др., 1984), а внутренние структуры клинопироксенит-дунитовых массивов имеют более крутое залегание (Ефимов, 1984; Иванов, 1997; Шмелёв и др., 2010; Ферштатер, 2013).

Рассматриваемые в работе Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский и Каменушенский клинопироксенит-дунитовые интрузивы по данным Государственной геологической карты листа О-40 (Пермь) (Государственная геологическая..., 2015) относятся к двухфазному качканарскому магматическому комплексу, образуя первую фазу внедрения. Интрузивы, сложенные амфиболовыми и амфибол-пироксеновыми габбро, троктолитами и тылаитами, а также клинопироксенитами и горнблендитами, отнесены ко второй фазе комплекса. В целом породы, слагающие интрузивы качканарского комплекса, относятся к дунит-клинопироксенит-габбровой формации (Магматические формации..., 1979). Вмещающими породами для рассматриваемых интрузивных образований служат в различной степени метаморфизованные вулканиты выйской свиты (О₂-3V5).

За рассматриваемыми массивами закрепилось название концентрически-зональных (Иванов, 1997). В их центральной части расположены дунитовые «ядра», часто окружённые прерывистыми оболочками клинопироксенитов, сменяющихся затем каймами, сложенными габброидами. Дунитовые «ядра» характеризуются внутренним зональным строением с преобладанием в центральной части более крупнозернистых структурных разновидностей пород и постепенной их сменой более мелкозернистыми разностями по мере приближения к контакту дунитов с клинопироксенитами. Количественное соотношение габброидов, клинопироксенитов и дунитов, которые выходят на современную дневную поверхность интрузивных тел, имевших первоначально примерно одинаковое строение, обусловлено разными эрозионными срезами (Ферштатер, 2013).

Наибольшие размеры дунитового «ядра» присущи Нижнетагильскому массиву – 10,5х5,5 км, при площади выхода на дневную поверхность 27 км² (Иванов, 1997). По периферии ядра развита клинопироксенитовая оболочка (рис. 4б), достигающая наибольшей мощности в юго-западной части массива. В восточной части массива располагается тело габбро. Яркая особенность Нижнетагильского массива – широкое

распространение крупнозернистых дунитов и дунитовых пегматитов в сложении дунитового «ядра», а также практически полное отсутствие дайковых тел в дунитах и клинопироксенитах.

Светлоборский массив характеризуется отчётливо зональным строением с дунитовым «ядром» размером 6,7х2,4 км (Иванов, 1997) и повсеместно окружающей его клинопироксенитовой оболочкой (см. рис. 4в). На контакте клинопироксенитов с метаморфизованными вулканитами выйской свиты развитие получают небольшие разобщённые линзовидные тела габбро размером до 250х50 м. В краевых частях дунитового ядра широко распространены дайки перидотитов, клинопироксенитов, габбро и горнблендитов.

Для Вересовоборского массива по сравнению с рассматриваемыми зональными массивами Среднего Урала характерно максимально нарушенное геологическое строение. Его отличительная особенность – существенно вытянутая форма дунитового ядра размером 8х1,3 км (рис. 5а). По аналогии с Нижнетагильским массивом среди дунитов распространены крупнозернистые и пегматоидные разновидности. Клинопироксениты сохранились в виде отдельных тел и блоков, расположенных вдоль границ дунитового «ядра».

Дунитовое ядро Каменушенского массива имеет овальную форму размером 2,5х3,8 км и приблизительной площадью 8,3 км² (рис. 5б). Клинопироксенитовая оболочка окружает дунитовое тело со всех сторон. К востоку от клинопироксенит-дунитового массива располагается крупный габбровый Павдинский интрузив. Особенность Каменушенского массива – широкое распространение даек разного петрографического состава: верлитовых, клинопироксенитовых, габбровых и гранитовых в пределах дунитового ядра.

Степень серпентинизации дунитов, слагающих «ядра» массивов, высокая и закономерно уменьшается в пределах Платиноносного пояса в направлении с юга на север. В западной части дунитовых «ядер» Нижнетагильского и Вересовоборского массивов распространены антигоритизированные дуниты и антигоритовые серпентиниты, отражающие высокую степень метаморфических преобразований данных фрагментов зональных массивов.

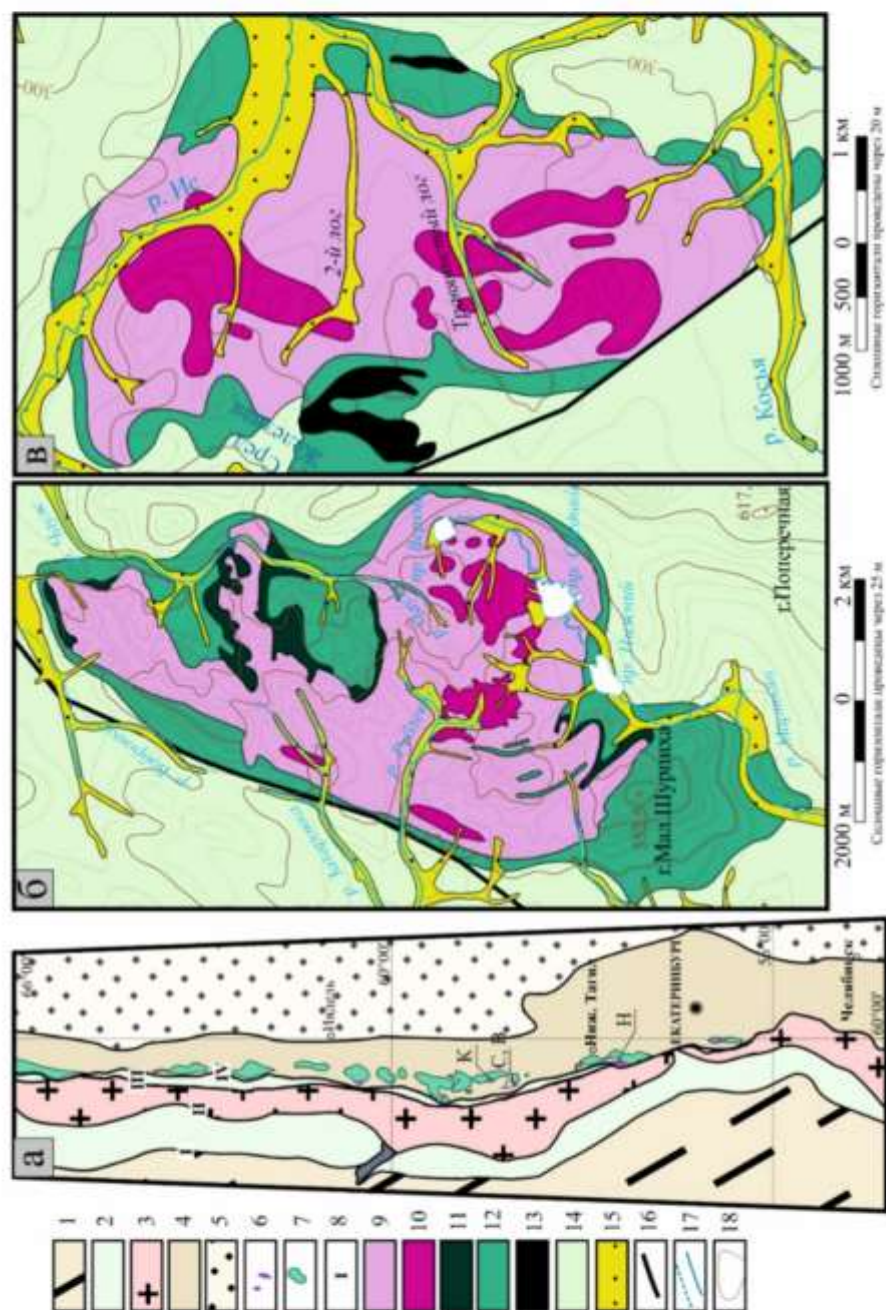


Рис 4. Положение клинопироксенит-дунитовых массивов в структурах Урала (а) и схемы геологического строения Нижнетагильского (б) и Светлоборского (в) массивов (Иванов, 1997) с обозначениями: 1 – палеозойские отложения осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, 2 – Западно-Уральская складчато-надвиговая область; 3 – Центральное Уральское поднятие; 4 – Тагильско-Магнитогорская мегазона; 5 – мезозойско-кайнозойские отложения Западно-Сибирской платформы; 6 – Полудовское поднятие; 7 – клинопироксенит-дунитовые массивы (Н – Нижнетагильский, С – Светлоборский, В – Вересовоборский, К – Каменущинский); 8 – клинопироксенитовые и габровые интрузивы Платиноносного пояса; дуниты (9,10); 9 – мелкозернистые и среднезернистые, 10 – крупнозернистые и пегматонидные; 11 – верлиты; 12 – клинопироксениты; 13 – горблендиты; 14 – вулканиты выйской свиты; 15 – аллювиальные отложения; 16 – разрывные нарушения; 17 – гидросеть; 18 – горизонталь высот. Структурные швы: I – Г-Главный Западноуральский, II – Осевой, III – Присалатинский, IV – Г-Главный Уральский.

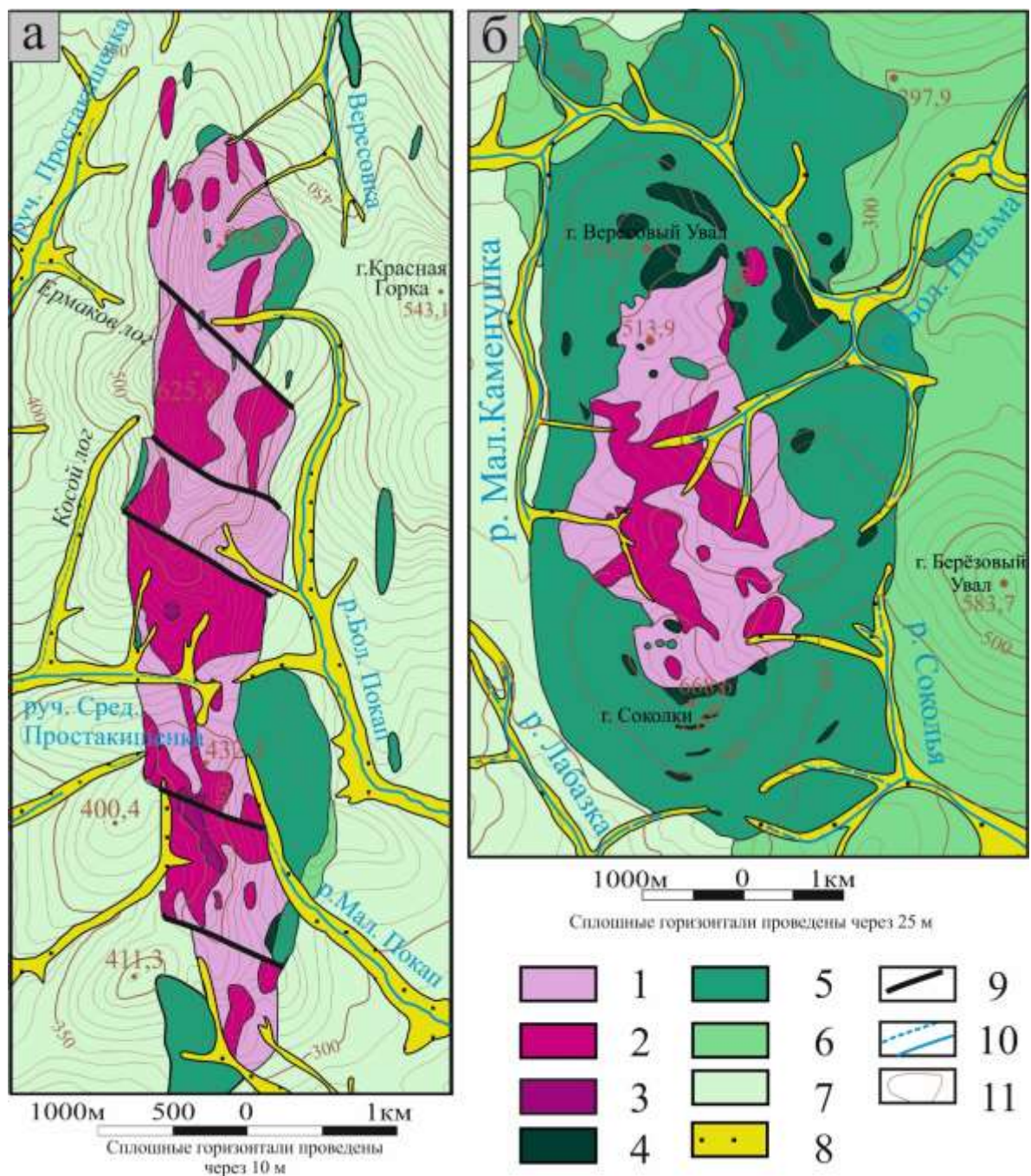


Рис. 5. Схемы геологического строения Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов (Иванов, 1997) с дополнениями. Дуниты (1–3): 1 – мелкозернистые, 2 – среднезернистые, 3 – крупнозернистые с пегматитами; 4 – верлиты; 5 – клинопироксениты; 6 – габбро; 7 – вулканиты выйской свиты; 8 – аллювиальные отложения; 9 – разрывные нарушения; 10 – водотоки; 11 – горизонтали рельефа

Разрушение дунитовых «ядер» привело к формированию крупных платиновых россыпей. Установлено, что преимущественно хромит-платиновые рудные зоны являлись основным источником россыпной платины (Волченко, 2011).

Геологическая позиция хромит-платиновых рудных зон охарактеризована на примере изучения дунитов Нижнетагильского массива. Рядом авторов (Иванов, 1997; Столяров, 2002; Пушкарёв и др., 2007) выявлена пространственная связь хромитит-платинового оруденения с областями фациальных контактов между телами дунитов,

отличающихся по зернистости. В дальнейшем в ходе исследований, проведённых автором диссертации, аналогичный структурный контроль оруденения был установлен для хромит-платиновых рудных зон Светлоборского и Вересовоборского массивов.

В пределах хромит-платиновых рудных зон сосредоточены хромититы разных структурно-текстурных типов. Из них преобладают прожилково-вкрапленные и массивные жильные хромититы. Концентрация платины в хромититах по данным исследований, проведённых на Нижнетагильском массиве, сильно варьирует вне зависимости от структурно-текстурного типа хромититов и может достигать килограммовых содержаний с формированием самородковых обособлений.

ГЛАВА 4. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХРОМИТ-ПЛАТИНОВЫХ РУДНЫХ ЗОН И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ДУНИТОВ

4.1. Геологическое строение хромит-платиновых рудных зон в структуре дунитовых «ядер» зональных массивов Среднего Урала

Анализ геологического строения дунитовых «ядер» клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала показал, что максимальное сгущение хромит-платиновых рудных тел пространственно совпадает с зоной фациального контакта между полями дунитов, отличающихся по зернистости. В пределах Нижнетагильского массива наибольшее скопление прожилково-вкрапленных и массивных жильных хромититовых сегрегаций контролируется постепенным переходом между крупнозернистыми дунитами (Иванов и др. 1997; Столяров, 2002; Пушкарёв и др., 2007) и среднезернистыми дунитами. Среди крупнозернистых дунитов широко распространены пегматитовые тела. Область перехода между дунитами характеризуется широким распространением порфировидных средне-крупнозернистых разновидностей. Аналогичная закономерность размещения рудных зон установлена автором для хромит-платинового оруденения Светлоборского и Вересовоборского массивов (Степанов, 2014; Степанов и др., 2017; Паламарчук, Степанов, 2017; Степанов, Козлов, 2018) и подтверждена для Каменушенского массива на основании петрографических наблюдений.

Нижнетагильский массив. Дунитовое «ядро» в Нижнетагильском массиве изучено с высочайшей детальностью. Наиболее важные характеристики позиции хромит-платинового оруденения в этом массиве описаны в работах С.А. Кашина с соавторами (1956) и О.К. Иванова (1996, 1997). Из опубликованных работ максимальная детальность отражена на карте масштаба 1:2 000, составленной при изучении дунитов и хромититов в Александровском логу (Кашин и др., 1956). На этой карте (рис. 6) выявляется пространственная связь областей, характеризующихся повышенным содержанием хромшпинелида в дуните, с зонами постепенных контактов тел дунитов, отличающихся по зернистости. Наибольшая концентрация богатой хромитовой вкрапленности свойственна крупнозернистым дунитами и их переходным зонам к вмещающим среднезернистым дунитам. Основной объём шлировых обособлений хромшпинелида тяготеет к этим зонам, а также проявляется в зоне контактов среднезернистых и мелкозернистых дунитов.

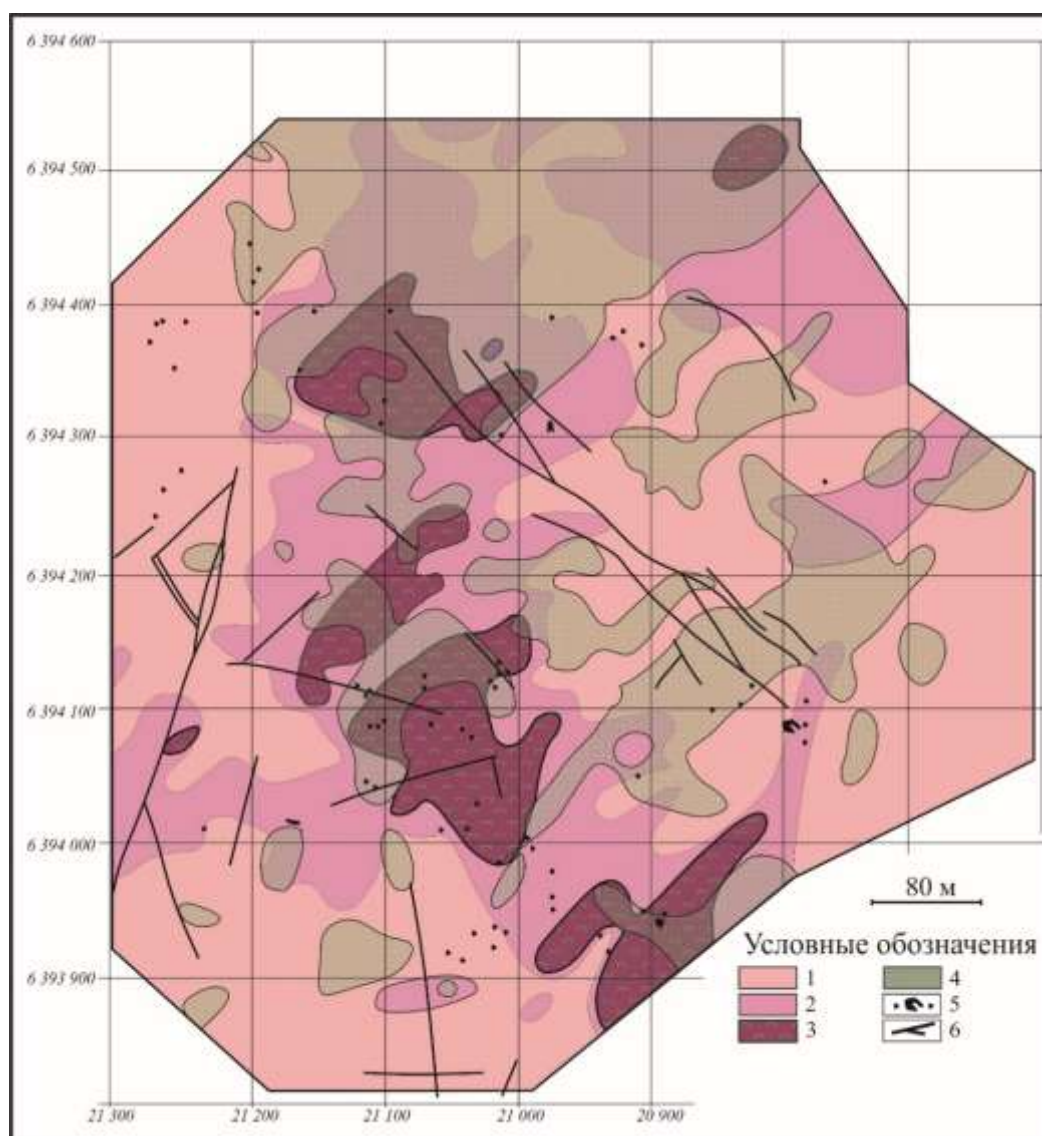


Рис. 6. Геологическая карта Александровского лога (Кашин и др., 1956) с обобщениями. Дуниты (1–3): 1 – мелкозернистые, 2 – среднезернистые, 3 – крупнозернистые; 4 – области богатой хромитовой вкрапленности в дунитах; 5 – хромитовые шлиры; 6 – разрывные нарушения

Структурно-текстурные особенности дунитов, слагающих «ядро» Нижнетагильского массива, также охарактеризованы детально (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928, 1955; Виноградская, 1954; Иванов, 1997; Шмелёв, Филиппова, 2010). На основании результатов этих исследований дуниты Нижнетагильского массива по зернистости разделены на мелко-, средне-, крупнозернистые и пегматоидные. При этом необходимо использовать также анализ типов структур, выделенных на основании изучения взаимоотношений минеральных индивидов оливина. В.Р. Шмелёв и С.С. Филиппова (2010) для дунитов Нижнетагильского массива предложили два главных структурных типа: протогранулярный и порфирокластический с последующим более дробным их подразделением на подтипы. Например, для протогранулярного типа выделены идиоморфнозернистый (рис. 7а) и полигональнозернистый подтипы. Первый из них Н.К. Высоцкий (1913) предлагал относить к гипидиоморфнозернистым структурам.

Использование этого термина для мономинеральной породы с точки зрения, как генетической минералогии (Попов, 2011), так и современной петрографической номенклатуры (Петрографический кодекс..., 2008) не совсем удачно. Однако авторы вне зависимости от номенклатурных сложностей сходятся во мнении о первичной природе этого типа структур. Порфировкластические структуры в дунитах Нижнетагильского массива пользуются подчинённым распространением. Первыми признаками преобразования структуры дунитов являются блокование и пластические деформации индивидов оливина с появлением кинк-бандов. Максимально преобразованные дуниты обладают мозаичными (рис. 7б) или таблитчатыми микроструктурами, часто тонко-мелкозернистыми.

Для крупнозернистых, грубозернистых, пегматоидных дунитов и дунитовых пегматитов характерны сложные разновидности протогранулярных структур. У этих дунитов в большинстве случаев отчётливо проявлены порфировидные структуры, где отдельные индивиды оливина, погруженные в основную крупнозернистую или грубозернистую массу, могут достигать размеров 5–6 см. Весьма редкой структурной разновидностью грубозернистых и пегматоидных дунитов являются миаролитовые дуниты (рис. 7в), обнаруженные в Александровском и Крутом логах с небольшими (до 0,5 см) миаролами, выполненными идиоморфными кристаллами оливина и часто заполненными офитом, реже клинохлором, гранатом и везувианом. Развитие этой структурной разновидности дунитов А.Н. Заварицкий (1928) связывал с высокой флюидной активностью, сопровождающей становление дунитового «ядра» Нижнетагильского массива.

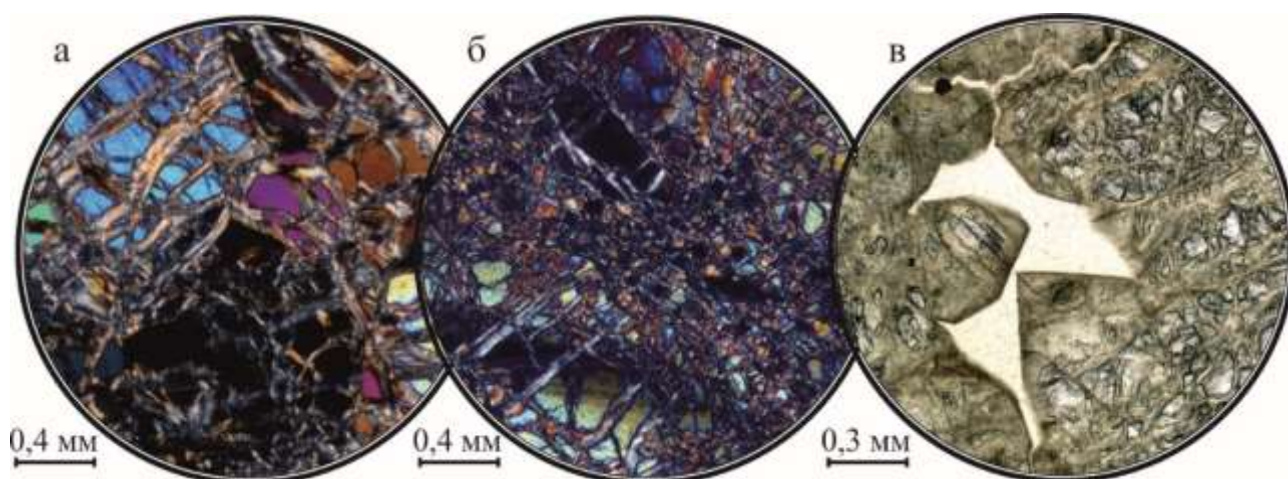


Рис. 7. Структуры дунитов Нижнетагильского массива: а – протогранулярная, идиоморфнозернистая (среднезернистые дуниты, Новый дунитовый карьер), б – порфировкластическая, внизу порфировкласт оливина с волнистым угасанием (рекристаллизованные тонкозернистые дуниты, Новый дунитовый карьер), в – миаролитовая (дуниты карьера в Александровском логу)

Хромшпинелид в дунитах встречается в виде небольших идиоморфных зёрен октаэдрического габитуса размером 0,3–0,9 мм, относительно равномерно распределённых в объёме породы. Среднее его содержание в дунитах составляет 2–3% и может достигать 5–6% или редко 10–12% в порфировидных дунитах зоны перехода от крупнозернистых дунитов к среднезернистым или от среднезернистых к мелкозернистым их разновидностям.

Светлоборский массив. В пределах дунитового «ядра» Светлоборского массива наиболее полно изучены рудопроявления Высоцкого и Вершинное. В контурах рудопроявления Высоцкого выявлена платиновая минерализация вне видимой связи с хромшпинелидовыми сегрегациями (Телегин и др., 2009; Козлов и др., 2011; Толстых и др., 2011; Tolstykh et al., 2016). Основной объём платиновой минерализации в пределах рудопроявления Вершинное сконцентрирован в телах прожилково-вкрапленных и массивных хромититов (Степанов, 2014; Степанов и др., 2017). В довольно протяжённых разведочных канавах в пределах рудопроявления (максимальная длина канавы № 032 составляет 845 м) наблюдаются с востока на запад два фациальных контакта между среднекрупнозернистыми и среднезернистыми дунитами и между среднезернистыми и мелкозернистыми дунитами (рис. 8). В зоне фациальных контактов широким распространением пользуются дуниты с порфировидной структурой, мощность этих зон в среднем не превышает 25–35 м. Область с повышенной вкрапленностью хромшпинелида в дуните, прожилково-вкрапленными и массивными жильными телами хромититов располагается в зонах описанных фациальных контактов. Она вытянута в меридиональном направлении и прослежена на 800 метров в длину при мощности в среднем 50–70 м. В контурах обозначенной области наблюдаются неравномерно распределённые участки дунитов с повышенным содержанием хромшпинелида до 10–15%. Среди обогащенных хромшпинелидом дунитов присутствуют небольшие субизометричные прожилково-вкрапленные обособления хромшпинелидов и линзовидные тела массивных жильных хромититов со средним размером отдельных линз около 0,4–0,7 м по удлинению и 2–5 см в поперечнике. Контакт линзовидных тел с вмещающими породами постепенный с уменьшением содержания хромшпинелида в дуните по мере удаления от контакта. Средние содержания весовой платины по данным задиркового опробования шлировых обособлений хромшпинелидов составили 2–5 г/т, в линзовидных телах хромититов – 10–15 г/т (максимальное 40–50 г/т).

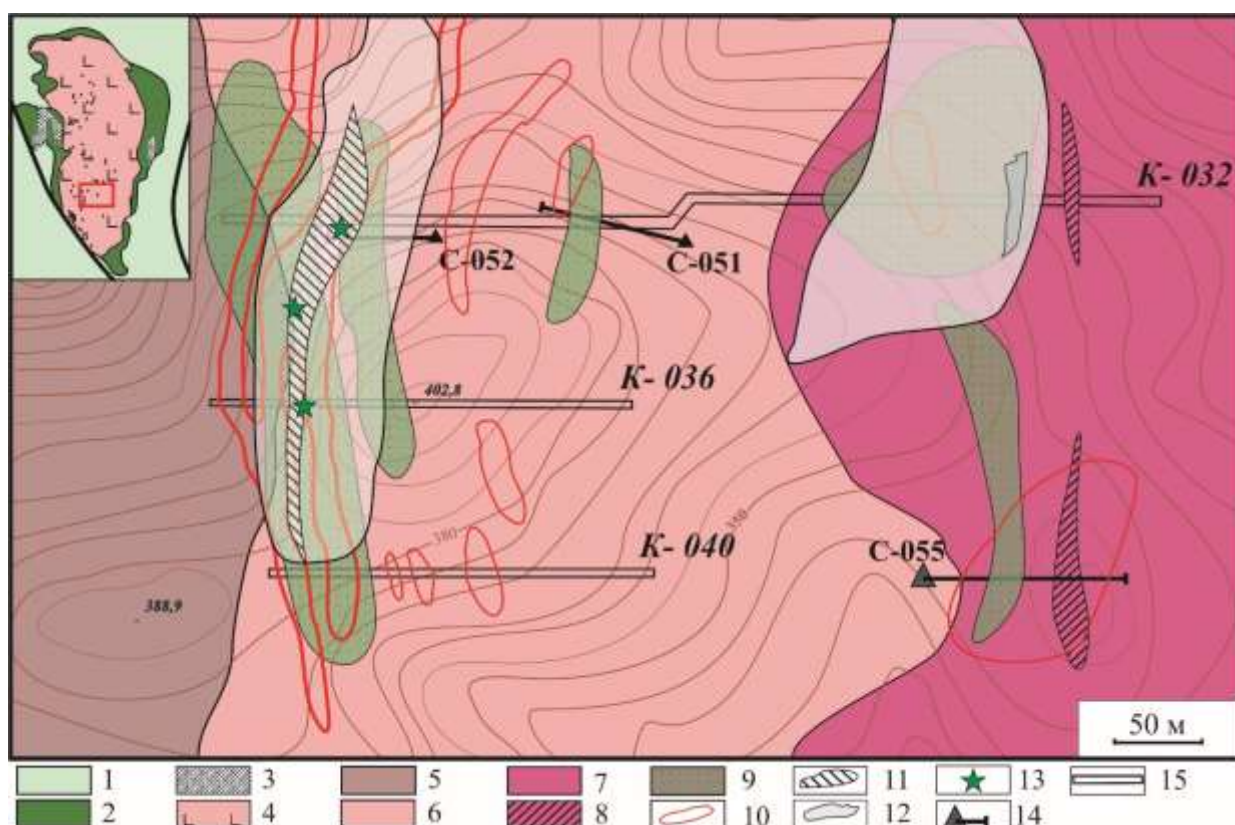


Рис. 8. Схема геологического строения участка Вершинный Светлоторского массива, построенная по результатам петрографического описания дунитов: 1 – вулканиты выйской свиты; 2 – клинопироксениты; 3 – горнблендиты; 4 – габбро; дуниты (5–9): 5 – мелкозернистые, 6 – среднезернистые с участками порфиридных разностей, 7 – средне-крупнозернистые, 8 – порфиридные крупнозернистые с вкрапленниками размером 4-5 см, 9 – с содержанием хромшпинелида больше 5 %; 10 – литохимические аномалии с содержанием Pt более 0,2 г/т; зоны развития хромититов (11–12): 11 – прожилково-вкрапленных, 12 – массивных жильных; 13 – тела хромититов с содержанием Pt более 30 г/т; 14 – скважины колонкового бурения, по которым были изготовлены петрографические шлифы с отбором проб через 3 м; 15 – магистральные каналы

При детальном петрографическом описании среднезернистых дунитов с порфиридными вкрапленниками оливина размером до 4–5 см, переходящих в крупнозернистые дуниты (скважина 055, интервал 187,7–188,9) установлено, что они сложены призматическими индивидами оливина со средним размером 2,5–3,2 мм. Для большинства кристаллов характерна отчётливо проявленная спайность. В ряде случаев наблюдается блокирование индивидов оливина с проявлением неоднородного погасания (рис. 9а). В крупных индивидах оливина присутствуют включения рудных минералов сложного облика, напоминающие продукт распада твёрдого раствора (рис. 9б). Они сохраняются при замещении оливина агрегатом серпентина. В таких дунитах среднее содержание хромшпинелида не превышает 2–3%. Для него характерно нахождение в виде идиоморфных октаэдрических индивидов (рис. 9в), равномерно распределённых по массе дунита и редкими обособлениями в виде цепочек по 5–6 зёрен. В контурах поля крупнозернистых дунитов при петрографическом описании пород керна скважины № 055 обнаружено относительно маломощное тело (около 1,3 м) дунитовых пегматитов с

размером зёрен оливина 3,5–6 см. В его приконтактовых частях в крупнозернистых дунитах распространены редкие вкрапленники оливина размером до 2,5 см и возрастает содержание хромшпинелида до 5–7% от объёма породы.

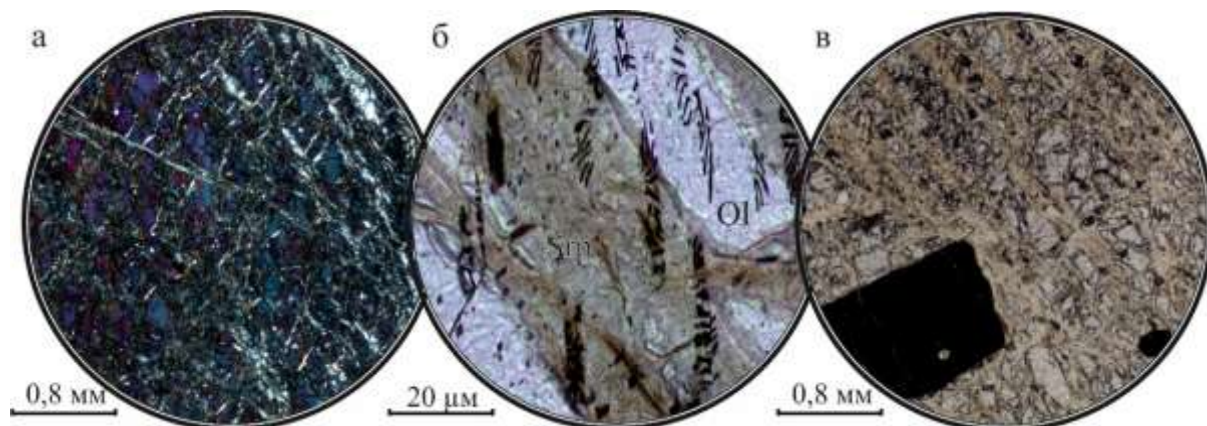


Рис. 9. Петрографические особенности средне-крупнозернистых дунитов: а – фрагмент крупного порфировидного вкрапленника оливина с неравномерным погасанием, б – включения магнетита в оливине и заместившем его серпентиновом агрегате, в – зерно хромшпинелида октаэдрического габитуса в дуните

В зоне контакта крупнозернистых и среднезернистых дунитов широкое распространение получили среднезернистые порфировидные дуниты. Крупные порфировидные вкрапленники призматических индивидов оливина размером 1,2–1,4 см по удлинению (рис. 10а) с частично проявленным кристаллографическим ограничением расположены в среднезернистой равномернозернистой основной массе, сложенной изометричными или слабо удлинёнными зёрнами оливина со средним размером 1,3–1,8 мм (рис 10б). Иногда в этих дунитах отмечается повышенное содержание хромшпинелида до 6–7% (рис. 10в). В ряде случаев в них залегают прожилково-вкрапленные и массивные хромититы с мощностью тел 2–3 см, прослеженные по простиранию на 1,5–2 м.

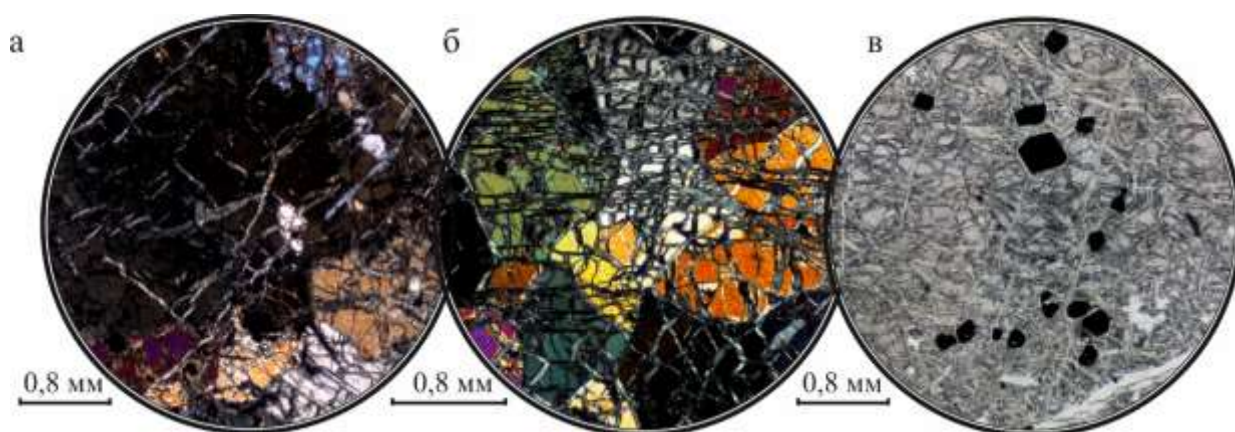


Рис. 10. Петрографические особенности порфировидных крупно-среднезернистых дунитов: а – фрагмент крупного вкрапленника оливина в положении погасания, б – основная масса дунита, в – скопление индивидов хромшпинелида в дуните

Равномерно-среднезернистые дуниты образуют в пределах рудопроявления полосу мощностью 350–400 м. Им свойственны переходы в порфировидные разновидности в

областях фациальных контактов с крупнозернистыми дунитами на востоке и мелкозернистыми – на западе. Порфировидный дунит сложен изометричными короткопризматическими зёрнами оливина размером 0,1–1,3 мм с редкими равномерно распределёнными по объёму породами чуть более крупными призматическими индивидами размером 1,4–1,6 мм. Микроструктура дунита может быть определена как протогранулярная, идиоморфнозернистая. В контурах полосы среднезернистых дунитов вскрыты небольшие линзовидные тела дунитов со средним размером зерен оливина 2,3–2,4 мм. Мощность этих линз в среднем не превышает 15 м. В среднезернистых дунитах содержание хромшпинелида не превышает 2–3%, и он равномерно распределён по всему объёму породы в виде изометричных зёрен октаэдрического габитуса размером 0,3–0,4 мм. В редких случаях наблюдается повышение содержания хромшпинелида до 5–6%.

В зоне контакта среднезернистых и мелкозернистых дунитов также присутствуют их порфировидные разновидности. Основная масса порфировидных дунитов сложена мелкими (0,4–0,7 мм) изометричными индивидами оливина. В ней равномерно распределены относительно крупные короткопризматические порфировидные вкрапленники оливина размером 1,3–1,4 мм (рис. 11а). Содержание хромшпинелида в порфировидных средне-мелкозернистых дунитах неравномерное и может достигать на некоторых участках 7–8%. Необходимо отметить, что среди всей совокупности индивидов хромшпинелида выделяются две морфологические разновидности: первая – мелкие изометричные идиоморфные кристаллы размером 0,2–0,3 мм (рис. 11б); вторая – крупные идиоморфные октаэдрические индивиды размером 0,9–1,2 мм (рис. 11в). Именно в контурах этих обогащённых хромшпинелидом дунитов сконцентрированы тела прожилково-вкрапленных и массивных хромититов.

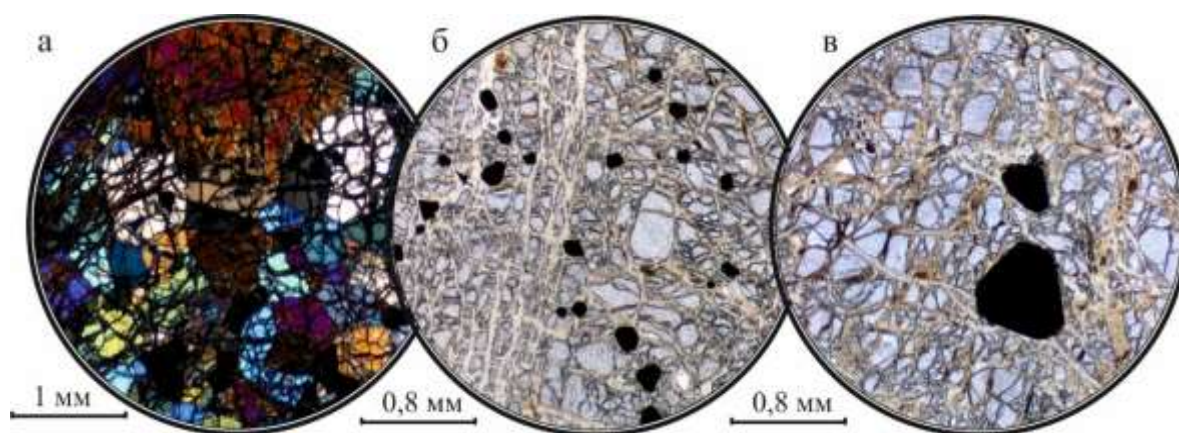


Рис. 11. Петрографическая характеристика средне-мелкозернистых порфировидных дунитов: а – фрагмент порфировидного вкрапленника в мелкозернистой оливиновой массе, б – многочисленные мелкие зёрна хромшпинелида в дуните, в – крупные октаэдрические кристаллы хромшпинелида в мелкозернистом дуните

Мелкозернистые дуниты представляют собой равномернотекстурированные породы, сложенные изометричными зёрнами оливина со средним размером 0,2–0,3 мм. В дуните

равномерно распределены отдельные идиоморфные октаэдрические индивиды хромшпинелида размером 0,1–0,2 мм.

В мелкозернистых и реже в среднезернистых дунитах в количестве, не превосходящем 4–5% от объёма породы, обнаруживается клинопироксен. По химическому составу клинопироксен отвечает диопсиду с формулой $(\text{Ca}_{0.98}\text{Na}_{0.02})_{1.00}(\text{Mg}_{0.92}\text{Fe}_{0.05}\text{Al}_{0.03})_{1.00}((\text{Si}_{1.99}\text{Al}_{0.01})_{2.00}\text{O}_6)$; он образует небольшие (менее 1 мм) интерстициальные выделения между индивидами оливина.

Вересовоборский массив. В южной части дунитового «ядра» Вересовоборского массива расположен разведочный участок с одноимённым названием. В его пределах многочисленными разведочными канавами средней длиной 400–500 м вскрыты коренные выходы дунитов. В результате картирования в 1976 г (Иванов и др., 1986) в среднезернистых порфировидных дунитах в центре южной части Вересовоборского массива были установлены два разобщённых тела крупнозернистых дунитов с дунитовыми пегматитами, которые в ходе детального изучения канав были объединены в одно крупное тело крупнозернистых дунитов с многочисленными телами дунитовых пегматитов (рис. 12а).

Хромит-платиновые рудные зоны были выявлены в зоне постепенного контакта крупнозернистых дунитов с вмещающими их среднезернистыми (Степанов, 2014; Степанов, Паламарчук, 2017; Степанов и др., 2017). Мощность этих рудных зон в среднем составляет 50–70 м (рис. 12б). Распределение в их пределах скоплений хромититов крайне неравномерное с формированием рудных линзовидных тел, в сечении достигающих 8–10 см. Прожилково-вкрапленные и массивные хромититы характеризуются повышенными содержаниями платины. В прожилково-вкрапленных хромититах содержание платины может достигать 20–30 г/т с относительно равномерным распределением при среднем размере зерен железо-платиновых минералов 0,2–0,5 мм. В массивных жильных хромититах МПГ распределены крайне неравномерно с выделением особо крупных зерен массой до 40 г. Содержание платины в таких хромитовых сегрегациях может достигать 500 г/т.

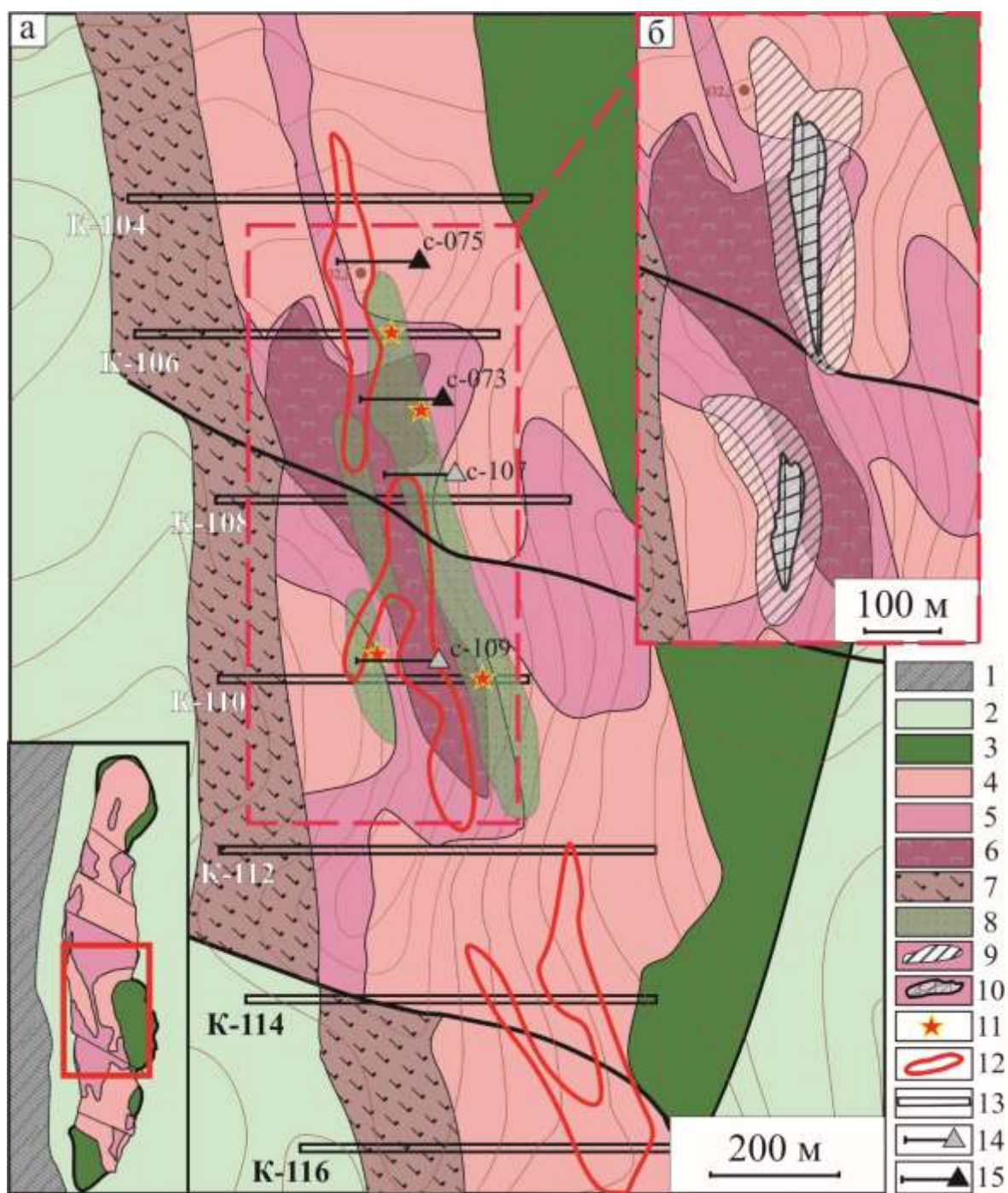


Рис. 12. Геологическая схема участка Вересовоборский одноименного массива (а) с детальной врезкой – схемой размещения зон, содержащих прожилково-вкрапленные и массивные хромититы (б). 1 – апотуфовые зелёные сланцы, 2 – метаморфизованные вулканыты вайской свиты; 3 – клинопироксениты; дуниты (4–8): 4 – среднезернистые, 5 – средне-крупнозернистые порфировидные, 6 – крупнозернистые с телами пегматитов, 7 – замещенные антигоритовыми метасоматитами, 8 – с содержанием хромшпинелида более 5%; зоны развития хромититов (9–10): 9 – прожилково-вкрапленных, 10 – массивных; 11 – хромититовые шилыры с содержанием Pt более 15 г/т; 12 – литохимические аномалии с содержанием Pt более 0,2 г/т; 13 – разведочные каналы; 14 – скважины колонкового бурения, вскрывающие хромититовые шилыры; 15 – скважины колонкового бурения (отбор проб через 3 м с изготовлением петрографических шилыфов)

Крупнозернистые дуниты образуют тело, прослеженное с севера на юг на 1200 м при средней мощности 120 метров, уменьшающейся к югу. Дуниты этого типа образованы крупными призматическими, часто параллельно ориентированными индивидами оливина размером 2,5–3 см (рис. 13а). Большинство оливинов пластически деформированы, о чём

свидетельствует изгибание трещин спайности у отдельных зёрен и, как следствие, специфический отблеск на сколе крупных индивидов (рис. 13б). В кристаллах оливина расположены многочисленные мелкие (0,2–0,3 мм) идиоморфные изометричные индивиды хромшпинелида. По направлениям спайности в оливине развиты тонкопластинчатые закономерно ориентированные скопления антигорита (рис.13в).



Рис. 13. Крупнозернистые дуниты: а – равномернозернистый дунит с кристаллами оливина 3–5 см, б – крупнозернистый дунит, в – фрагмент гигантского кристалла оливина в положении почти полного погасания с закономерно ориентированными тонкопластинчатыми агрегатами антигорита, красным пунктиром показаны границы зёрен оливина

Дунитовые пегматиты сложены гигантскими кристаллами оливина размером от 4 до 7 см. Их тела имеют жилообразную форму с неотчётливыми границами (Виноградская, 1954). В массе дунитового пегматита хромшпинелид распределен относительно равномерно в виде единичных мелких зёрен размером 0,3–0,4 мм. Редко обнаруживаются небольшие прожилково-вкрапленные скопления хромшпинелида.

Порфировидные средне-крупнозернистые дуниты оконтуривают тело крупнозернистых дунитов, образуя кайму средней мощностью 50–60 м с существенным её увеличением в области восточной границы тела (см. рис. 12). Эти дуниты сложены изометричными зёрнами оливина размером в среднем 0,8–1,2 мм. На фоне относительно равномернозернистой массы оливинового агрегата присутствуют единичные сложно огранённые индивиды размером 2,3–2,6 мм (рис. 14а), обуславливающие порфировидную структуру дунита. Большинство порфировидных вкрапленников претерпели блокирование и характеризуются неравномерным погасанием (рис. 14б). Отличительной чертой преобладающего объёма дунитов Вересовоборского массива является широкое распространение в оливинах структур распада твёрдого раствора. В порфировидных дунитах эти структуры присутствуют как в среднезернистом оливине основной массы (рис. 14в, г), так и в крупных оливиновых вкрапленниках (рис. 14д), что может свидетельствовать об их формировании в сходных условиях. Если рассматривать порфировидные структуры как следствие преобразования дунитов в ходе перекристаллизации, то следовало бы

ожидать отсутствие структур распада твёрдого раствора в порфировидных вкрапленниках. Структуры распада твёрдого раствора, состоящие, скорее всего, из хромшпинелида и магнетита, сохраняются даже в случае полного замещения оливина серпентином (рис. 14е)

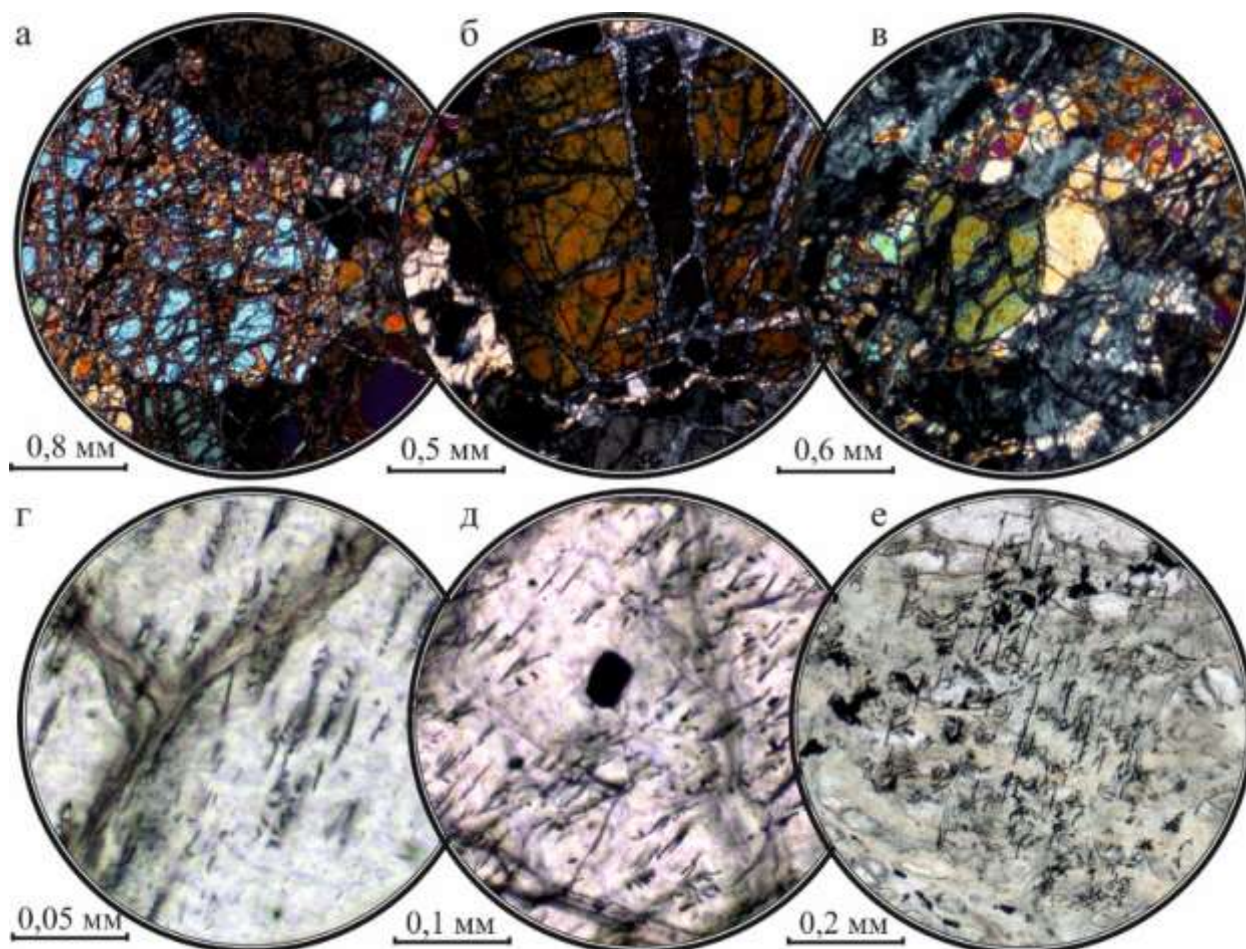


Рис. 14. Петрографические особенности средне-крупнозернистых порфировидных дунитов (пояснения в тексте)

Преимущественно в порфировидных средне-крупнозернистых дунитах выявлены участки с повышенным содержанием хромшпинелида. В большинстве случаев среднее содержание хромшпинелида составляет 2–3 %, тогда как содержание этого минерала в обогащённых зонах может достигать 8–10% (в среднем 6–7%). Хромшпинелид образует идиоморфные изометричные кристаллы октаэдрического габитуса размером 0,3–0,4 мм. Иногда отмечаются довольно крупные его индивиды, достигающие размеров 7–8 мм. Зёрна хромшпинелида, как правило, равномерно распределены по объёму породы, но часто встречаются скопления из нескольких зёрен и цепочечные обособления. В порфировидных средне-крупнозернистых дунитах, обогащённых хромшпинелидом, сконцентрированы тела прожилково-вкрапленных и массивных хромититов, образующих две зоны на западном и восточном контакте тела крупнозернистых дунитов, содержащих тела дунитовых пегматитов.

Среднезернистые равномернозернистые дуниты сложены главным образом изометричными зёрнами оливина со средним размером 0,9–1,3 мм (рис. 15а) таблитчатого или призматического облика и обладают протогранулярной, идиоморфнозернистой структурой. Зернистость оливина в этих дунитах выдержана и не претерпевает существенных изменений как по мере приближения к телу средне-крупнозернистых порфировидных дунитов, так и к окаймляющим дунитовое «ядро» клинопироксенитам. Содержание хромшпинелида в дунитах в среднем составляет 2–3%, редко достигая 5%. Хромшпинелид обнаружен в виде мелких 0,3–0,5 мм изометричных индивидов октаэдрического габитуса (рис. 15б), равномерно распределённых по объёму дунита, но иногда слагающих цепочечные обособления (рис. 15в).

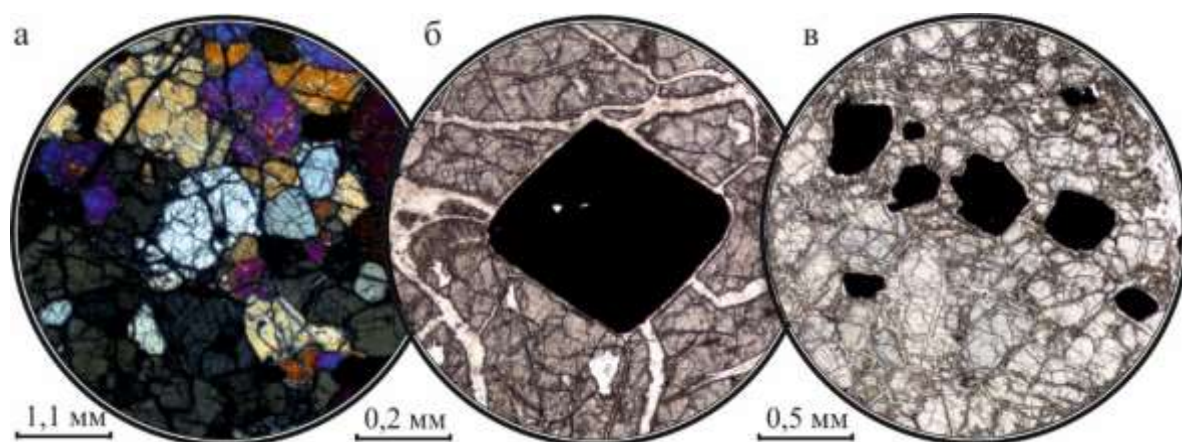


Рис. 15. Петрографические особенности мелкозернистых дунитов

В качестве второстепенного минерала в дунитах встречен клинопироксен, большее количество которого содержится в среднезернистых и средне-крупнозернистых дунитах центральной части дунитового «ядра». По химическому составу клинопироксен отвечает диопсиду с формулой $(\text{Ca}_{0.99}\text{Na}_{0.01})_{1.00}(\text{Mg}_{0.93}\text{Fe}_{0.05}\text{Al}_{0.02})_{1.00}((\text{Si}_{1.98}\text{Al}_{0.02})_{2.00}\text{O}_6)$, заполняющему небольшие (менее 1 мм) интерстициальные промежутки между индивидами оливина (рис. 16).

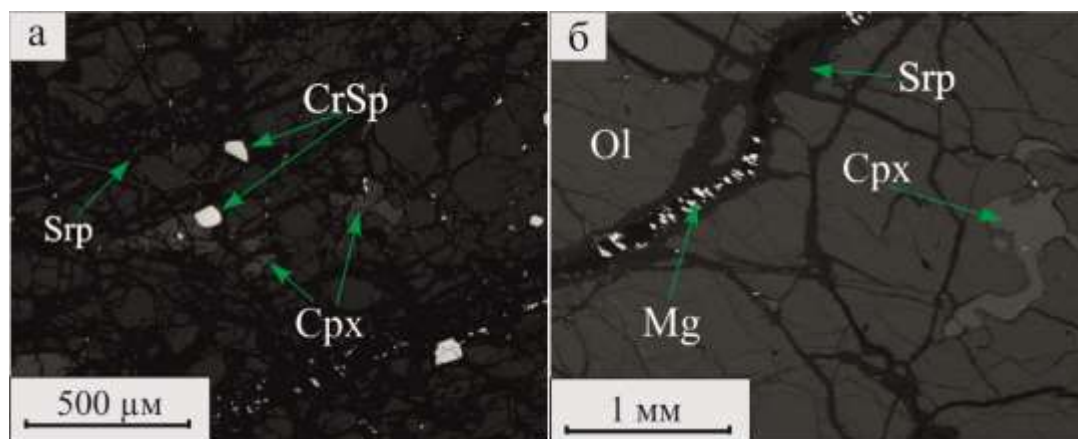


Рис. 16. интерстициальные обособления клинопироксена в дуните: а – среднезернистом, б – средне-крупнозернистом порфировидном. Ol – оливин, Cpx – диопсид, CrSp – хромшпинелид, Srp – серпентин, Mg – магнетит

Каменушенский массив. В ходе детального геологического картирования центральной части дунитового ядра Каменушенского массива, расположенной в седловине между г. Соколки и г. Вересовой, было установлено, что хромит-платиновые рудные зоны пространственно тяготеют к зоне постепенного перехода от средне-крупнозернистых порфировидных дунитов к мелкозернистым их разновидностям (рис. 17). Мощность рудных зон не превышает в среднем 100–120 метров. Среди хромититов преобладают их массивные жильные разновидности, мощность отдельных жил может достигать 15–20 см. В обрамлении рудных зон на удалении до 200 метров в дунитах наблюдается повышенная вкрапленность хромшпинелида (до 7–8% хромшпинелида от объёма породы). В обрамлении рудных зон на удалении до 200 метров в дунитах наблюдается повышенная вкрапленность хромшпинелида (до 7–8% хромшпинелида от объёма породы).

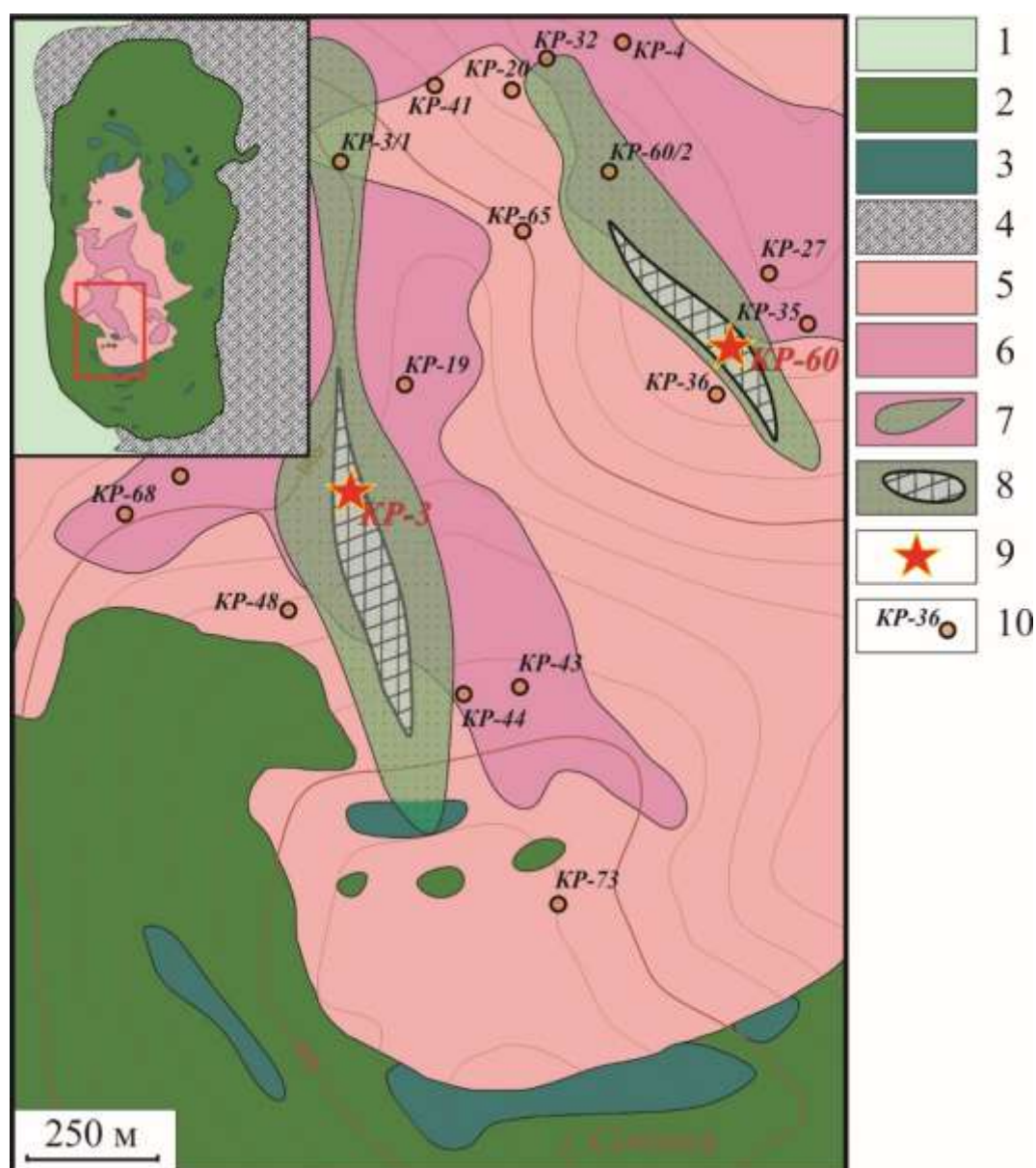


Рис. 17. Схема геологического строения южной части дунитового ядра Каменушенского массива. 1 – вулканиты вайской свиты; 2 – клинопироксениты; 3 – верлиты; 4 – габбро; дуниты (5–7): 5 – среднезернистые, 6 – средне-крупнозернистые порфировидные, 7 – с содержанием хромшпинелида более 5%; 8 – зоны развития массивных жильных хромититов с подчинённым количеством прожилково-вкрапленных хромититов; 9 – хромититовые жилы с содержанием Pt более 1,5 г/т; 10 – точки отбора шутуфных проб дунитов

Средне-крупнозернистые дуниты в пределах «ядра» Каменушенского массива образуют тело сложной формы (см. рис. 17). Эти породы сложены таблитчатыми или призматическими индивидами оливина (размером 1,5–1,8 мм по удлинению) с хорошо проявленным кристаллографическим ограничением, обусловленным сочетанием ромбических призм и пинакоидов (рис. 18а). Относительно редко в дуните встречаются изометричные индивиды оливина размером 2,1–2,3 мм. Эти зёрна выполняют пространство между хорошо огранёнными меньшими по размеру призматическими кристаллами (рис. 18б). Оливин частично замещён серпентином, распространённым по трещинам спайности и отдельности в оливине и формирующим петельчатую структуру.

В дуните равномерно распространены идиоморфные изометричные кристаллы хромшпинелида октаэдрического габитуса (рис. 18в). Их размер изменяется от 0,2 до 1,2 мм, при наиболее часто встречающихся зёрнах размером 0,25 мм. От общего объёма дунита хромшпинелид составляет 3–4%.

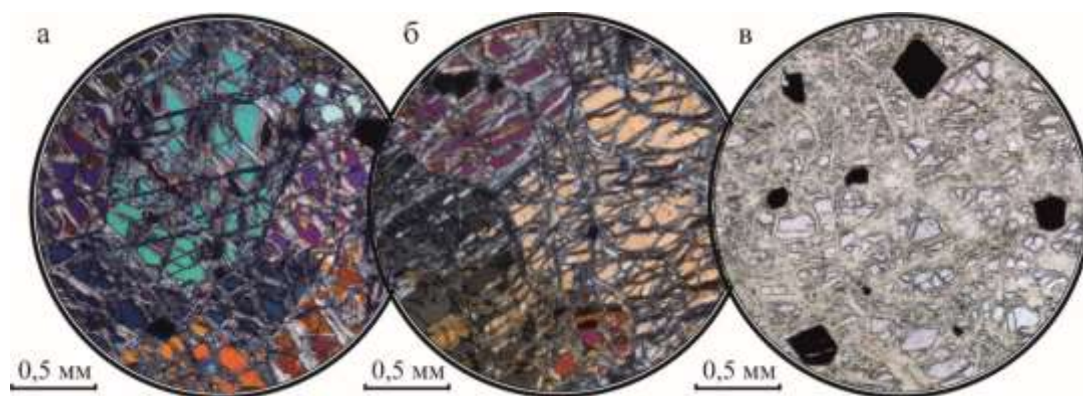


Рис.18. Петрографические особенности средне-крупнозернистых дунитов (пояснения в тексте)

Среди средне-крупнозернистых дунитов встречаются небольшие тела крупнозернистых дунитов, по морфологии напоминающие жилы или сильно удлинённые линзы. Крупнозернистые дуниты состоят из сложно огранённых (рис. 19а) индивидов оливина размером 2–3 см, обычно обладающих призматическим обликом. Кристаллы оливина в этих породах почти не подвержены пластическим деформациям и характеризуются равномерным погасанием по всей площади сечения крупного зерна. Практически во всех индивидах оливина по плоскости (100) ориентированы многочисленные параллельные пластинки магнетита (рис. 19б), сформировавшиеся в результате распада твёрдого раствора. Оливин по трещинам спайности и отдельности замещается агрегатом серпентина (рис. 19в). В крупных кристаллах оливина в виде включений присутствуют идиоморфные кристаллы хромшпинелида (от 0,1 до 0,8 мм) с преобладанием зёрен размером 0,35 мм. В редких случаях отдельные зёрна хромшпинелида выстраиваются в цепочки. Общее содержание хромшпинелида в дуните не превышает 3–4 %.

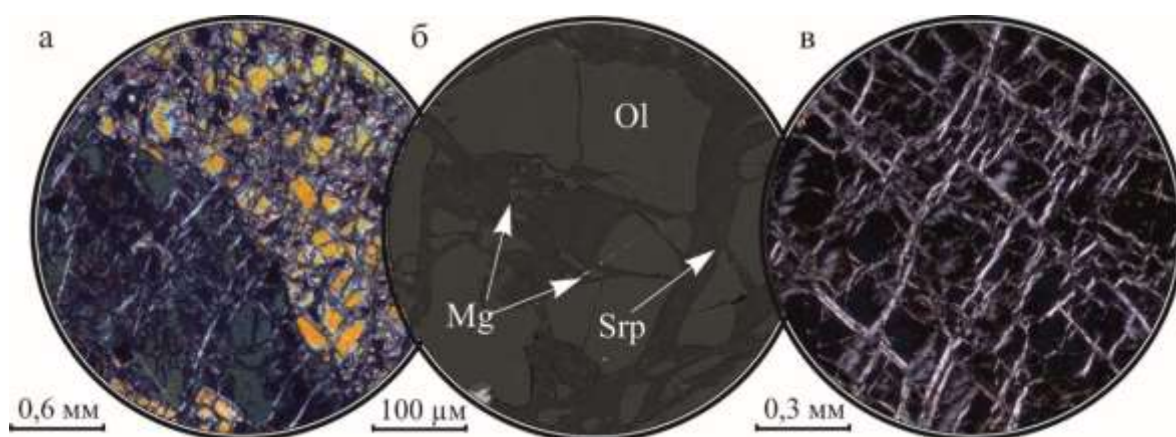


Рис. 19. Петрографические особенности грубозернистых дунитов. Ol – оливин, Srp – серпентин, Mg – магнетит (пояснения в тексте); а, в – проходящий свет николи скрещены, б – BSE-изображение

Тела средне-крупнозернистых дунитов Каменушенского массива залегают в среднезернистых равномернозернистых дунитах (см. рис. 17). Они сложены короткопризматическими или таблитчатыми индивидами оливина, обладающими в сечениях кристаллографическими очертаниями. Кристаллы оливина огранены сочетанием пинакоидов и ромбических призм (рис. 20а). Этому типу дунитов присущи протогранулярные идиоморфнозернистые структуры. Средний размер кристаллов оливина составляет 1,6 мм, большинство из них подвержены блокованию. В ряде случаев отдельные блоки отчётливо различаются по цветам интерференции и характеру погасания (рис. 20б). Отмечаются единичные случаи рекристаллизации дунита с образованием тонкозернистого оливинового агрегата с полиэдрическизернистыми структурами (рис. 20в). Хромшпинелид в дуните распределён относительно равномерно в виде единичных идиоморфных кристаллов октаэдрического габитуса размером 0,8–1,1 мм. Общее содержание хромшпинелида не превышает 2 % от объёма породы.

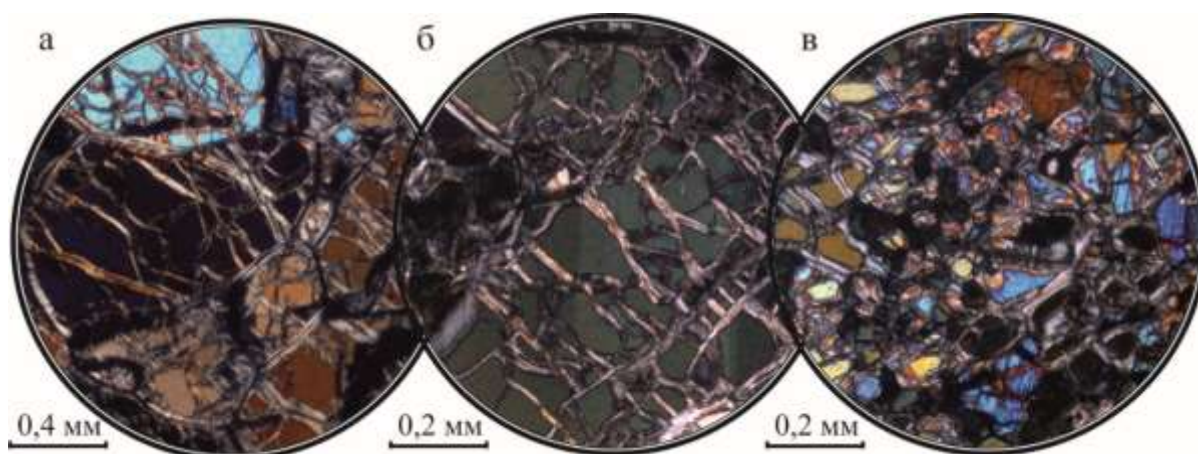


Рис. 20. Петрографические особенности грубозернистых дунитов (пояснения в тексте)

В качестве акцессорного минерала во всех петрографических разновидностях дунитов массива распространён клинопироксен. По составу он отвечает диопсиду с формулой $(\text{Ca}_{0.97}\text{Na}_{0.02})_{0.99}(\text{Mg}_{0.93}\text{Fe}_{0.06}\text{Al}_{0.01})_{1.00}((\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.05})_{2.00}\text{O}_6)$. В большинстве случаев

клинопироксен выполняет интерстициальные промежутки между индивидами оливина и хромшпинелида (рис. 21а, б), реже сростается с хромшпинелидом (рис. 21в). Содержание диопсида в дунитах не превышает 1,5 %, и его распространение не зависит от степени удаления относительно клинопироксенитовой каймы, окружающей дунитовое «ядро» Каменушенского массива.

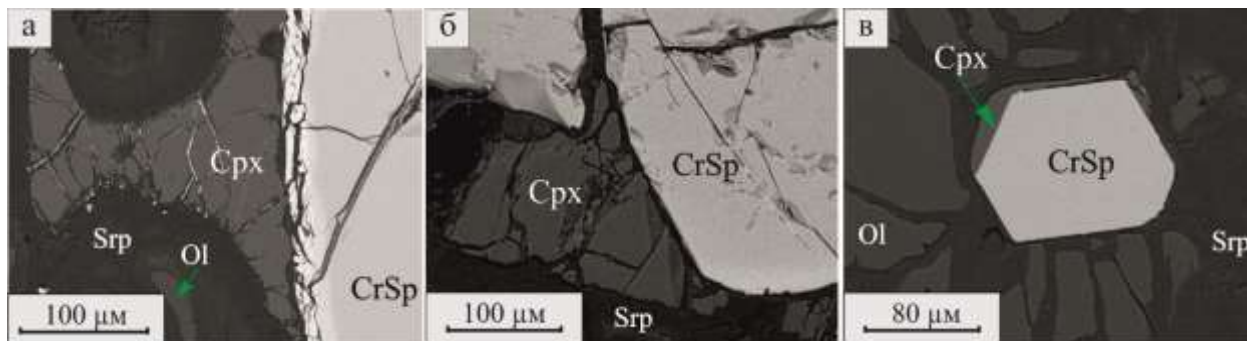


Рис. 21. Клинопироксен (Crpx) в дунитах Каменушенского массива. Ol – оливин, Srp – серпентин, CrSp – хромшпинелид

В целом следует отметить, что для дунитов, вмещающих хромит-платиновое оруденение в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала, свойственна отчетливая зональность – присутствие в центральных частях дунитовых «ядер» более крупнозернистых разновидностей. Последовательная смена структурных типов дунитов происходит от крупнозернистых к среднезернистым и затем к мелкозернистым разновидностям. На контактах между дунитами, отличающимися зернистостью, развиваются порфировидные их разновидности, образуя зоны мощностью от 5 до 200 метров. Для пород этих зон характерно высокое содержание акцессорного хромшпинелида в дуните и наибольшая концентрация прожилково-вкрапленных и массивных хромититов.

Структуры, отражающие взаимоотношения минеральных индивидов в дунитах, также обладают специфическими особенностями. Крупнозернистым дунитам и дунитовым пегматитам присущи протогранулярные, идиоморфнозернистые структуры. Характер границ между крупными индивидами оливина не поддается однозначной трактовке и, скорее всего, обусловлен процессами совместного роста его кристаллов. Среднезернистые дуниты в большинстве случаев характеризуются протогранулярными идиоморфнозернистыми или призматическизернистыми структурами, описанными при исследовании дунитов Нижнетагильского массива (Шмелёв, Филиппова 2010). Весьма подчинённому количеству среднезернистых дунитов присущи порфирокластические микроструктуры. В большей степени эти микроструктуры характерны для мелкозернистых дунитов, слагающих краевые части дунитовых «ядер». Подавляющее большинство мелкозернистых дунитов характеризуется полиэдрическизернистыми структурами,

возникшими в результате процессов рекристаллизации. В зонах между телами дунитов, отличающихся зернистостью, распространены дуниты с порфировидными структурами.

При этом **хромит-платиновые минерализованные зоны в пределах Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала приурочены к границам текстурно-структурных разновидностей дунитов.** Учитывая также преобладание в дунитах, вмещающих рудные зоны, протогранулярных структур, логично предположить предопределяющую роль первично-магматических процессов в локализации тел прожилково-вкрапленных и массивных хромититов.

4.2. Структурно-текстурные особенности хромититов

Хромит-платиновые рудные зоны рассматриваемых клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала вытянуты в субмеридиональном направлении. В пределах этих зон отмечаются участки с наибольшей концентрацией прожилково-вкрапленных и массивных жильных хромититов. Они ориентированы преимущественно в субширотном направлении и имеют мощность, не превосходящую 15–20 метров. Примером таких участков могут служить рудная зона Нового дунитового карьера (Волченко и др., 2007), Александровского лога Нижнетагильского массива и область в пределах Хромитового увала Каменушенского массива. Простираие большинства хромититовых тел в пределах рассматриваемых в работе массивов вне зависимости от типа – ССВ $0-20^\circ$ или ССЗ $340-360^\circ$, что согласуется с многочисленными наблюдениями, полученными в пределах дунитового «ядра» Нижнетагильского массива (Кашин и др., 1956). Особого внимания заслуживает характер взаимоотношения хромшпинелидовых сегрегаций с тектонически ослабленными зонами. Для Нижнетагильского массива было доказано отсутствие генетической связи хромитового оруденения с тектонически ослабленными зонами (Кашин и др., 1956), что в целом подтверждается и при исследовании хромититов в других зональных массивах Среднего Урала. В то же время простираие этих зон совпадает с пространственной ориентировкой хромититовых скоплений.

В пределах хромит-платиновых рудных зон выявлены два морфологических типа хромититовых обособлений: прожилково-вкрапленные и массивные жильные хромититы. С точки зрения петрографической номенклатуры в качестве отдельных пород могут быть выделены только массивные жильные хромититы, состоящие на 80–95% из хромшпинелида. Прожилково-вкрапленные хромититы представляют собой густую вкрапленность хромшпинелида (от 50 до 80%) в дуните. Однако характер их залегания и постепенные переходы в массивные жильные тела позволяют рассматривать их как обособленный структурно-текстурный тип руд, возникший при едином процессе формирования хромит-платиновых минерализованных зон. Ряд авторов (Заварицкий, 1935; Пушкарёв и др., 2016) рассматривают прожилково-вкрапленные хромититы как сингенетические, а массивные хромититы как эпигенетические.

Прожилково-вкрапленные хромититы характеризуются значительной вариацией содержания хромшпинелида – от 50 до 80%. Хромшпинелид составляет цепочечные обособления, зачастую густо ветвящиеся (рис. 22) и переходящие в центральных частях в массивные образования. Мощность тел прожилково-вкрапленных хромититов не превышает 20–25 см, а по простираию они прослеживаются на расстояние не более 1,5 м. Большинству этих тел присущи плавные контакты с вмещающими дунитами с

постепенным уменьшением содержания хромшпинелида и переходом в хромитовые дуниты, а затем к ореолам дунитов с повышенной вкрапленностью акцессорного хромшпинелида. Наибольшим распространением этот тип хромититов пользуется в пределах рудопроявления Вершинное южной части дунитового ядра Светлоборского массива (Малич и др., 2015; Степанов и др., 2017).



Рис. 22. Прожилково-вкрапленные хромититы из: Каменушенского (а – обр. КР-49, б – обр. КР-60), Нижнетагильского (в – обр. Т-13), Светлоборского (г – обр. СБ-321) массивов

Прожилково-вкрапленные хромититы представляют собой сочетание хорошо огранённых индивидов хромшпинелида октаэдрического габитуса, которые находятся преимущественно в силикатной массе и редко контактируют между собой. Среди простых форм в огранении хромшпинелида преобладает октаэдр, в редких случаях ребра октаэдра усечены гранями ромбододекаэдра (рис. 23а). Часто при умеренной и сильной

серпентинизации дунитов, вмещающих прожилково-вкрапленные хромититы, ребра и вершины индивидов хромшпинелида скруглены (рис. 23б, в). При сгущении вкрапленности возникают тонкие прожилки, в краевых частях которых размер индивидов хромшпинелида меньше чем в центральных (рис. 23г).

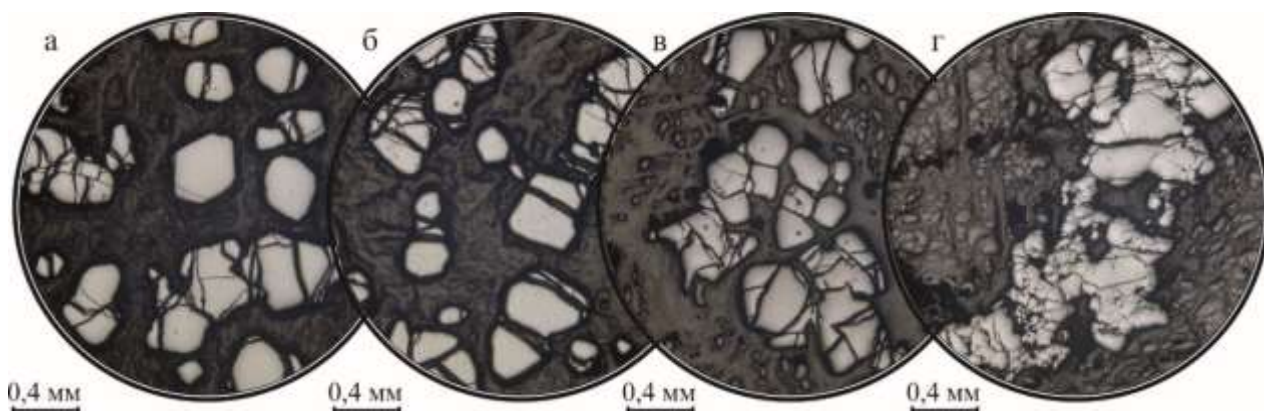


Рис. 23. Микроструктуры прожилково-вкрапленных хромититов из массивов: а – Нижнетагильского; б, в – Светлоборского; г – Каменушенского

Массивные жильные хромититы. Содержат 80 % и более хромшпинелида и образуют тела мощностью до 30 см в большинстве случаев с резкими по отношению к дуниту контактами. По простиранию отдельные жилы прослежены на расстояние не более 1 м. Однако нередко жилы массивных хромититов образуют густые скопления изометричной формы, напоминающие шпирь, аналогичные описанным в Господской шахте и Сырковом логу Нижнетагильского массива (Заварицкий, 1935). Нередко ввиду густого скопления многочисленных жил массивных хромититов рудные тела приобретают псевдобрекчиевую текстуру (рис. 24а–в). Для ряда тел массивных жильных хромититов Вересовоборского массива была установлена зональность, обусловленная присутствием в центральной части жилы крупнозернистых хромититов с постепенным уменьшением размера зерен хромшпинелида при приближении к границе жильного тела. В хромит-платиновых рудных зонах Каменушенского массива распространены массивные жильные хромититы с резкими контактами (рис 24в). В остальных исследованных массивах хромититовые жилы такого сложения пользуются ограниченным распространением.



Рис. 24. Структурно-текстурные особенности массивных жильных хромититов из дунит-клинопироксенитовых массивов Среднего Урала: а, б – Нижнетагильского (обр. Т.4 и КНТ-4), в – Вересовоборского (обр. ВВ-109), г – Каменушенского (обр. КР-4). В образцах в и г светло-зелёные клинопироксеновые прожилки пересекают хромититовые тела и вмещающие их дуниты

Массивные жильные хромититы характеризуются изометричнозернистыми структурами. Микроскопическое изучение хромититов позволило установить непрерывный переход от прожилково-вкрапленных хромититов к массивным жильным с постепенным уменьшением количества силикатных минералов (рис 25а). При исследованиях аншлифов, демонстрирующих полное сечение хромититовой жилы, установлено изменение размера индивидов хромшпинелида от мелкозернистого агрегата в краевой части до средне- или крупнозернистого в центральной части жильного тела (рис. 25б). Отдельные зёрна хромшпинелида имеют сложное очертание, и характер их сечений позволяет предполагать преобладание поверхностей совместного роста (рис. 25в).

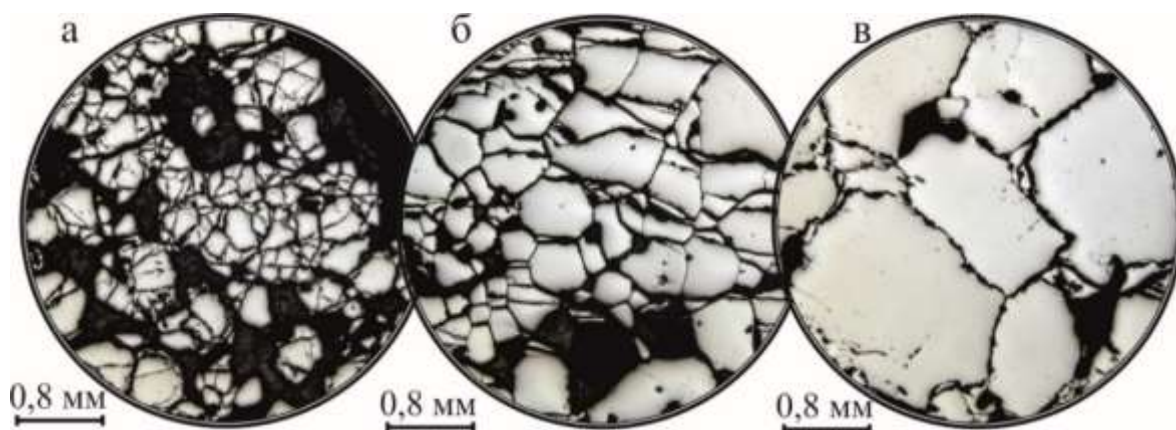


Рис. 25. Структуры массивных жильных хромититов

4.3. Вещественный состав дунитов, вмещающих хромит-платиновые рудные зоны

Петрохимические особенности дунитов. С целью петрохимической характеристики дунитов проанализированы, с учётом петрографического описания шлифов, 22 представительных образца из Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов, различающихся по структурно-текстурным признакам,

Содержание главных петрогенных компонентов в дунитах приведено в таблице 1. По составу дуниты являются ультрамафическими породами нормального петрохимического ряда и полностью соответствуют дунитам Уктусского массива (Пушкарёв, 2000) и Платиноносного пояса Урала (Иванов, 1997), а также дунитам из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Корякского нагорья (Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012). Исследователи разных лет (Глазунов, 1981; Малахов, 1983; Лазаренков и др., 1992; Сидоров и др., 2001; Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012) отмечают следующие общие признаки петрохимического состава дунитов из зональных массивов Урало-Аляскинского типа: максимально высокая магнезиальность и минимальные глинозёмистость, известковистость, щёлочность и титанистость. Характер распределения главных петрогенных компонентов в проанализированных дунитах из зональных массивов Среднего Урала соответствует ранее выявленным особенностям ультраосновных пород зональных клинопироксенит-дунитовых массивов.

При сравнительном анализе химического состава дунитов из разных клинопироксенит-дунитовых массивов статистически значимые различия установлены только лишь для MgO и FeO – оксидов, определяющих коэффициент магнезиальности $Mg\# = 100 * MgO / (MgO + FeO)$. Так, наибольшая магнезиальность характерна для крупнозернистых дунитов Нижнетагильского массива ($Mg\# = 93,4$), наименьшая – для средне-мелкозернистых дунитов Каменушенского массива ($Mg\# = 83,5$). Среднее значение магнезиальности по 22 анализам дунитов зональных массивов Среднего Урала составляет 88,2. Впрочем, эти отличия при анализе средних значений для MgO и FeO с использованием доверительных интервалов статистически не подтверждаются. Факт существенной вариации магнезиальности дунитов из разных массивов Платиноносного пояса Урала был установлен ранее (Магматические горные ..., 1998). В качестве главных причин, обуславливающих непостоянство составов дунитов из разных массивов указаны следующие: разный эрозионный срез дунитовых тел, различные взаимоотношения дунитов с клинопироксенитовой каймой, вариации составов дунитов в зависимости от их структурной разновидности.

Таблица 1.

Содержание петрогенных компонентов в мас. % в дунитах Нижнетагильского (№№ 1–6), Светлоборского (№№ 7–10), Вересовоборского (№№ 11–17) и Каменушенского (№№ 18–22) зональных клинопроксенит-дунитовых массивов

№	З-сть	№ пр.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Σ	Mg#
1	М.-з.	T-5	0.17	47.37	0.15	40.20	–	–	0.43	–	0.18	6.11	3.71	98.32	88.58
2	С.-з.	T-2	0.04	47.00	0.10	41.30	–	–	0.36	0.01	0.17	5.61	4.06	98.65	89.34
3	С.-з.	T-42	0.06	49.49	0.21	39.35	–	–	0.24	–	0.16	6.16	3.69	99.36	88.93
4	К.-з.	T-36	0.03	49.11	0.35	38.78	–	–	0.21	–	0.07	5.59	2.99	97.13	89.78
5	К.-з.	T-7	0.11	50.56	0.13	40.52	–	–	0.22	–	0.15	3.53	3.82	99.04	93.47
6	Мн.-т.	НТ-138	0.11	48.84	0.19	40.01	–	–	0.47	0.03	0.17	6.62	3.09	99.53	88.06
7	М.-з.	СБ-300	0.15	48.89	0.58	40.64	–	–	0.86	0.09	0.14	6.18	1.98	99.51	88.78
8	М.-з.	СБ-114	0.14	43.88	0.52	39.69	–	–	0.85	0.01	0.17	7.38	3.96	96.60	85.60
9	С.-з.	СБ-3.4.	0.21	46.02	1.34	41.21	–	–	0.35	0.11	0.15	5.72	3.21	98.32	88.94
10	С.-з.	СБ-116	0.13	47.70	0.62	41.85	–	–	0.57	0.01	0.16	6.21	1.89	99.14	87.80
11	М.-з.	ВБ-73	0.14	46.03	0.56	41.93	0.01	–	0.65	0.05	0.16	6.54	3.58	99.65	87.56
12	М.-с.-з.	ВБ-2	0.04	45.80	0.34	40.68	–	–	0.75	0.04	0.16	6.58	3.71	98.10	87.44
13	С.-з.	ВБ-76	0.10	48.62	0.54	40.97	–	–	0.40	0.04	0.10	6.07	2.62	99.46	88.90
14	С.-з.	ВБ-104	0.08	47.38	0.21	40.39	0.01	–	0.61	0.03	0.16	7.02	3.64	99.53	87.10
15	С.-з.	ВБ-24	0.03	46.20	0.07	41.80	–	–	0.39	0.01	0.18	5.93	3.67	98.29	88.62
16	К.-з.	СБ-113	0.05	47.35	0.21	41.30	–	–	0.39	0.01	0.15	6.93	2.65	99.04	87.23
17	Пегм.	СБ-111	0.04	47.86	0.45	40.36	–	–	0.59	0.01	0.19	5.59	3.57	98.66	89.54
18	С.м.-з.	КР-48	0.12	46.53	0.74	40.20	–	–	–	0.01	0.14	7.12	2.15	97.31	86.73
19	С.-з.	КР-68	0.04	48.80	0.09	39.80	–	–	0.20	0.01	0.13	6.23	3.62	98.91	88.68
20	С.-з.	КР-73	0.11	47.01	0.82	39.36	–	0.02	0.64	0.03	0.17	7.91	3.75	99.82	85.60
21	К.-з.	КР-19	0.09	46.59	0.21	40.67	–	0.03	0.45	0.03	0.18	8.12	3.02	99.39	85.16
22	К.-з.	КР-69	0.04	50.40	0.08	40.30	–	–	0.21	0.01	0.14	5.85	1.74	98.76	89.60

Примечание. Для анализа выбраны наименее серпентинизированные разновидности дунитов, а результаты пересчитаны на безводное вещество; Mg# = 100 * MgO / (MgO + FeO). Прочерк – ниже предела обнаружения. Сокращения: З-сть – зернистость; М.-з. – мелкозернистые, С.-з. – среднелзернистые, К.-з. – крупнозернистые, Пегм – пегматиты, Мн.-т. – пегматиты мнелитовые

Действительно, анализ распределения петрогенных компонентов в рассматриваемых структурных типах дунитов из разных клинопироксенит-дунитовых массивов позволил установить, что наименьшие содержания MgO присущи мелкозернистым их разновидностям, а наибольшие содержания отмечаются в грубозернистых дунитах и дунитовых пегматитах. Повышение магнезиальности от мелкозернистых разновидностей к крупнозернистым и пегматоидным дунитам наблюдается и внутри отдельных рассмотренных массивов, что коррелирует с данными о петрохимической зональности дунитовых ядер в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала, установленной на примере детального изучения дунитовых тел Жёлтой сопки, Иова (Ефимов, 1984) и дунитового ядра Нижнетагильского массива (Иванов, 1997).

Химический состав порообразующих минералов дунитов. Существенной частью анализа вещественного состава дунитов было определение химического состава порообразующих минералов, что, прежде всего, необходимо для объяснения выявленных петрохимических особенностей дунитов. Для этих исследований были отобраны дуниты из разных частей дунитовых «ядер» Нижнетагильского и других изучаемых массивов, отличающиеся по структурно-текстурным особенностям.

Химический состав оливинов, слагающих дуниты различной зернистости Нижнетагильского массива, существенно различается (табл. 2). Максимальная магнезиальность присуща оливинам из крупнозернистых дунитов и дунитовых пегматитов (рис. 26). По мере уменьшения размера индивидов оливина от центральных частей дунитового «ядра» к краевым магнезиальность оливина снижается при закономерном возрастании фаялитового минала (рис. 26). Изменения химического состава отчётливо отражаются и в смене кристаллооптических свойств оливинов: кристаллы из центральной части дунитового «ядра» обладают углом $2V_{ng} = 85-89^\circ$, а из краевых частей, сложенных мелкозернистыми дунитами, угол $2V_{ng}$ не превосходит $75-80^\circ$. Из элементов-примесей в оливине закономерно изменяется только содержания никеля. Его максимальные значения наблюдаются в оливинах из мелкозернистых дунитов с постепенным снижением концентрации к крупнозернистым дунитам и дунитовым пегматитам.

Таблица 2

Химический состав оливинов из дунитов Нижнетагильского массива в мас. %

№	Шифр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Σ	Mg#	Формула
1	НДК 1 1 (м.з.)	40.88	–	–	0.03	8.24	0.18	51.05	0.28	0.21	100.88	0.86	(Mg _{1.84} Fe _{0.17} Ca _{0.01}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
2	НДК 1 2 (м.з.)	40.60	–	–	0.06	8.20	0.11	51.12	0.31	0.16	100.57	0.86	(Mg _{1.85} Fe _{0.17} Ca _{0.01}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
3	НТ 187 1 (м.з.)	40.73	–	–	–	7.69	0.18	50.93	0.16	0.39	100.08	0.87	(Mg _{1.85} Fe _{0.16}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
4	НТ 187 2 (м.з.)	40.99	–	–	–	7.76	0.19	50.69	0.19	0.06	99.88	0.87	(Mg _{1.84} Fe _{0.16}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)
5	НТ 187 3 (м.з.)	40.85	–	–	–	7.86	0.12	50.32	0.21	0.33	99.69	0.86	(Mg _{1.83} Fe _{0.16} Ca _{0.01}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)
6	T 1 1 (с.з.)	41.93	–	–	–	5.78	0.13	53.08	0.15	0.28	101.35	0.90	(Mg _{1.88} Fe _{0.11} Ni _{0.01}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)
7	T 1 2 (с.з.)	41.48	–	0.01	0.02	6.62	0.14	52.54	0.16	0.30	101.26	0.89	(Mg _{1.87} Fe _{0.13} Ni _{0.01}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
8	T 1 4 (с.з.)	41.89	–	–	0.04	5.92	0.16	52.21	0.14	0.19	100.54	0.90	(Mg _{1.86} Fe _{0.13}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)
9	T 1 5 (с.з.)	42.15	–	–	–	5.67	0.08	53.36	0.14	0.20	101.61	0.90	(Mg _{1.88} Fe _{0.12}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)
10	T 113 2 (пегм.)	41.81	–	–	–	5.04	0.15	53.60	0.12	0.21	100.93	0.91	(Mg _{1.90} Fe _{0.10}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)
11	T 113 3 (пегм.)	41.74	–	0.12	–	4.92	0.07	53.10	0.11	0.19	100.25	0.92	(Mg _{1.89} Fe _{0.11}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)
12	T 113 4 (пегм.)	41.62	–	–	–	4.53	0.19	54.20	0.15	0.06	100.75	0.92	(Mg _{1.92} Fe _{0.09}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
13	T 113 5 (пегм.)	42.12	–	–	–	3.58	0.17	54.70	0.08	0.15	100.80	0.94	(Mg _{1.93} Fe _{0.07}) _{2.00} (Si _{11.00} O ₄)

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Дуниты: м.з. – мелкозернистые, с.з. – среднезернистые, пегм. – пегматондные.

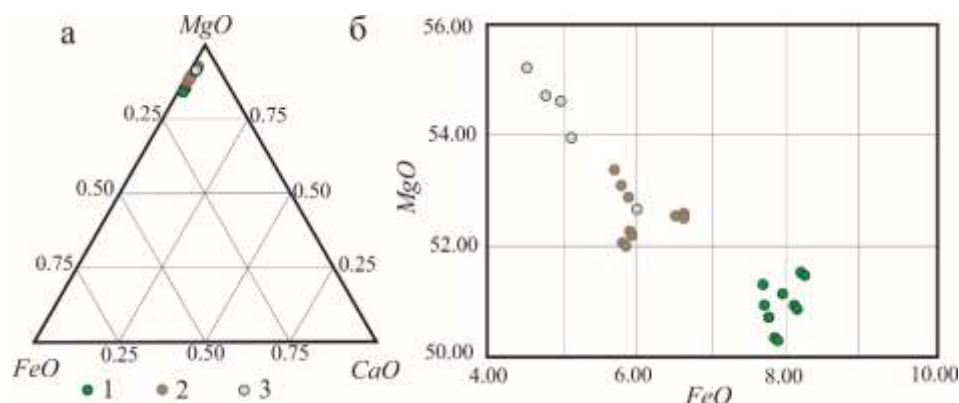


Рис. 26. Диаграмма состава оливинов из дунитов Нижнетагильского массива: 1 – мелкозернистых, 2 – среднезернистых, 3 – крупнозернистых и пегматоидных

По химическому составу акцессорные хромшпинелиды из разных типов дунитов Нижнетагильского массива не имеют существенных различий (табл. 3). Для отдельных кристаллов в ходе рентгеноспектрального микроанализа не удалось выявить зональность или секториальность. По изменению содержания трёхвалентных катионов в хромшпинелиде наблюдается тренд от максимально хромистых (собственно хромитов) к субальюмоферрихромитам (рис. 27а) при относительно выдержанном содержании Al_2O_3 (среднее содержание 7,67 мас %, рис. 27б). Заслуживает внимания высокая магнезиальность хромшпинелида из разных структурных типов дунитов составляющая в среднем $\text{Mg}\# = 0,34$ при максимальном значении $\text{Mg}\# = 0,42$ для акцессорного хромшпинелида из грубозернистых дунитов. По содержанию TiO_2 и других примесных компонентов акцессорные хромшпинелиды Нижнетагильского массива не обладают статистически значимыми отличиями.

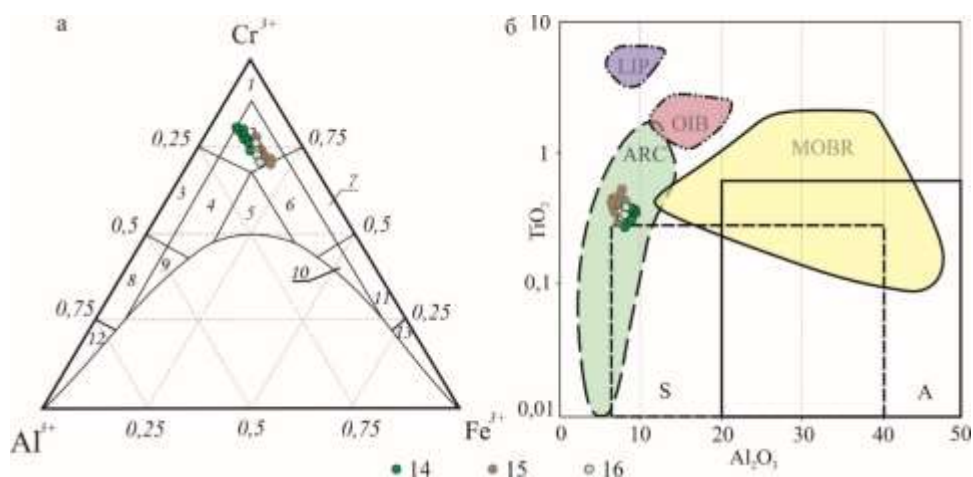


Рис. 27. Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов: на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) (а) и дискриминационной диаграмме соотношения содержаний титана и алюминия (Kamenetsky *et al.*, 2001) (б). Здесь и далее: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субальюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субальюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит. Хромшпинелиды из дунитов: 14 – мелкозернистых, 15 – среднезернистых, 16 – крупнозернистых. Поля: LIP — крупные магматические провинции, OIB — базальты океанических островов, ARC — вулканы островных дуг, MORB — магматические породы срединно-океанических хребтов, А — перидотиты COX, S — перидотиты из надсубдукционных зон

Таблица 3

Химический состав аксессуарных хромшпиннелидов из дунитов Нижнетагильского массива в мас. %

№	MgO	MnO	FeO	NiO	ZnO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Σ	Cr#	Mg#	Формула
1	11.20	0.36	17.18	0.13	0.04	7.66	0.34	53.00	10.07	99.98	0.87	0.39	(Mg _{0.56} Fe _{0.44} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.39} Al _{0.39} Fe _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
2	10.34	0.36	18.36	0.05	0.09	7.88	0.37	52.30	10.13	99.87	0.87	0.36	(Mg _{0.52} Fe _{0.48} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.34} Al _{0.31} Fe _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
3	11.12	0.29	18.24	0.04	0.12	7.81	0.35	53.88	8.57	100.42	0.87	0.38	(Mg _{0.55} Fe _{0.45} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.41} Al _{0.30} Fe _{0.27} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
4	10.03	–	19.51	0.10	–	8.21	0.37	54.00	7.76	99.98	0.87	0.34	(Mg _{0.58} Fe _{0.42} Al _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.42} Al _{0.32} Fe _{0.26} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
5	11.36	–	17.14	0.17	–	8.64	0.33	54.13	8.02	99.78	0.86	0.40	(Mg _{0.56} Fe _{0.44} Al _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.41} Al _{0.34} Fe _{0.25} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
6	11.83	–	19.79	0.11	0.06	8.89	0.37	53.56	6.98	101.59	0.86	0.37	(Mg _{0.51} Fe _{0.49}) _{1.01} (Cr _{1.37} Al _{0.34} Fe _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
7	10.57	–	21.86	–	–	8.01	0.27	55.42	5.52	101.65	0.87	0.33	(Mg _{0.53} Fe _{0.47}) _{1.01} (Cr _{1.43} Al _{0.31} Fe _{0.24} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
8	9.87	–	21.27	0.08	0.14	8.92	0.37	51.38	8.79	100.82	0.85	0.32	(Fe _{0.52} Mg _{0.48}) _{1.01} (Cr _{1.34} Al _{0.33} Fe _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
9	9.12	–	19.91	0.05	0.23	7.10	0.39	48.90	13.99	99.69	0.87	0.31	(Fe _{0.53} Mg _{0.47} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.31} Fe _{0.39} Al _{0.28} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
10	8.00	–	21.31	0.07	0.17	7.12	0.43	48.67	13.73	99.50	0.87	0.27	(Fe _{0.57} Mg _{0.43}) _{1.01} (Cr _{1.32} Fe _{0.39} Al _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
11	8.49	–	22.21	0.06	0.16	7.23	0.37	49.51	12.33	100.36	0.87	0.28	(Fe _{0.55} Mg _{0.45}) _{1.01} (Cr _{1.32} Fe _{0.39} Al _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
12	8.38	–	22.95	0.05	0.11	7.33	0.44	49.46	11.92	100.64	0.87	0.27	(Fe _{0.58} Mg _{0.42}) _{1.01} (Cr _{1.32} Fe _{0.39} Al _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
13	8.74	–	20.42	0.09	0.12	7.41	0.39	48.92	13.49	99.59	0.87	0.30	(Fe _{0.58} Mg _{0.42}) _{1.01} (Cr _{1.32} Fe _{0.39} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
14	7.80	–	25.36	0.14	0.05	6.92	0.46	47.76	13.06	101.55	0.87	0.24	(Fe _{0.58} Mg _{0.39}) _{1.01} (Cr _{1.27} Fe _{0.48} Al _{0.27} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
15	11.37	0.32	17.83	0.18	0.13	7.55	0.36	53.71	9.08	100.53	0.88	0.39	(Mg _{0.56} Fe _{0.41} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.40} Fe _{0.31} Al _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
16	11.65	0.32	16.15	0.05	0.09	7.68	0.34	52.77	10.70	99.75	0.87	0.42	(Mg _{0.58} Fe _{0.39} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.38} Fe _{0.32} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄

Примечание. Протерк – ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Хромшпиннелиды из дунитов: м.з. – мелкозернистых, с.з. – среднезернистых, П. – пегматонных.

Химический состав оливинов из разных структурных разновидностей дунитов Светлоборского массива существенно различается (табл. 4, рис. 28). Все оливины являются крайне низкокальциевыми и высокомагнезиальными, а их составы укладываются в поле, характерное для форстерита (рис. 28а). Наибольшей магнезиальностью ($Mg\# = 0,86$) характеризуются оливины из крупнозернистых дунитов. Наименьшие содержания MgO и, как следствие, повышенные содержания фаялитового минала характерны для оливинов из мелкозернистых дунитов ($Mg\# = 0,82$). По соотношению $MgO-FeO$ оливины из среднезернистых дунитов и порфировидных их разновидностей занимают промежуточное положение. Изменение магнезиальности обусловлено положением отобранной пробы в разрезе дунитового «ядра». Оливины из центральных частей дунитового тела обладают большей магнезиальностью, чем дуниты из краевых частей, даже в случае совпадения их основных структурных особенностей.

Различия в химическом составе оливинов подтверждаются и кристаллооптическими наблюдениями. Угол $2V_{ng}$ в оливинах из крупнозернистых дунитов и дунитовых пегматитов близок к 90° и закономерно уменьшается к оливинам из более мелкозернистых дунитов. По элементам примесей статистически значимых отличий в химическом составе оливина из дунитов, отличающихся по зернистости не установлено.

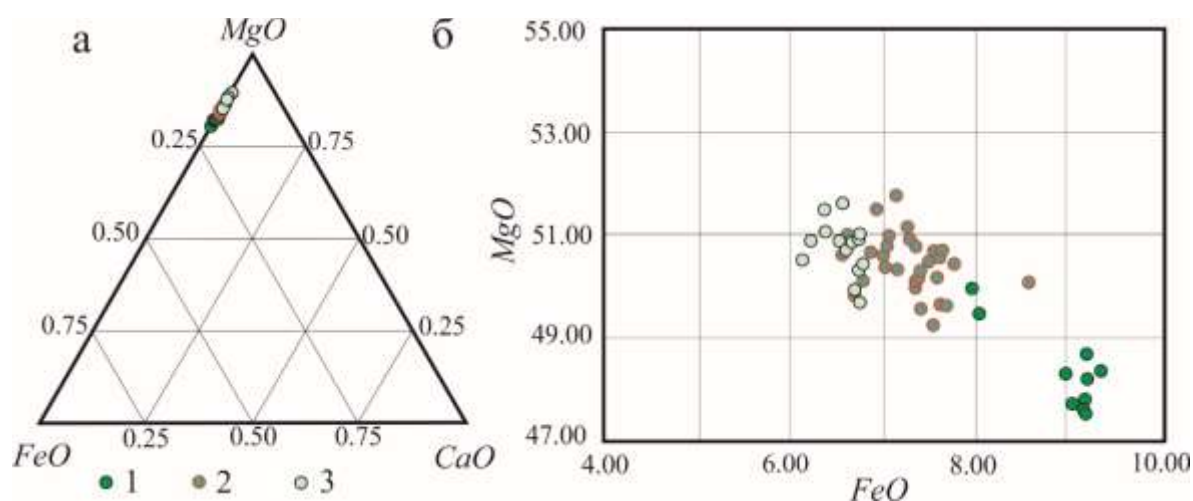


Рис. 28. Диаграммы химического состава оливинов из дунитов Светлоборского массива: 1 – тонкозернистых и мелкозернистых, 2 – среднезернистых и среднезернистых порфировидных, 3 – крупнозернистых

Таблица 4

Химический состав оливинов из дунитов Светлоборского массива в мас. %

№	Шифр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Формула
1	СБ-38, (т.з.)	40.53	–	–	–	10.01	–	49.47	–	–	100.01	0.83	(Mg _{1.81} Fe _{0.20}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
2	СБ-160_48 (м.з.)	40.19	–	–	–	11.18	0.31	47.50	–	0.16	99.34	0.81	(Mg _{1.76} Fe _{0.23} Mn _{0.01}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
3	СБ-160_49 (м.з.)	40.21	–	–	–	11.20	0.20	47.62	–	0.14	99.37	0.81	(Mg _{1.76} Fe _{0.24}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
4	СБ-160_53 (м.з.)	40.99	–	–	–	10.99	0.10	48.31	–	–	100.39	0.81	(Mg _{1.76} Fe _{0.23}) _{1.99} (Si _{1.01} O ₄)
5	СБ-160_54 (м.з.)	40.98	–	–	–	11.10	0.15	48.27	0.07	0.23	100.80	0.81	(Mg _{1.76} Fe _{0.23}) _{1.99} (Si _{1.01} O ₄)
6	208 (с.з.)	41.16	–	–	–	9.34	0.29	50.09	–	–	100.88	0.84	(Mg _{1.81} Fe _{0.19} Mn _{0.01}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
7	208 (с.з.)	41.19	–	–	–	8.67	0.18	49.87	–	–	99.91	0.85	(Mg _{1.81} Fe _{0.18}) _{1.99} (Si _{1.00} O ₄)
8	208 (с.з.)	40.05	–	–	–	9.14	0.22	50.35	–	–	99.76	0.85	(Mg _{1.84} Fe _{0.18}) _{2.02} (Si _{0.98} O ₄)
9	208 (с.з.)	40.90	–	–	–	8.56	–	50.63	–	–	100.09	0.86	(Mg _{1.83} Fe _{0.17}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
10	208 (с.з.)	40.46	–	–	–	8.61	0.27	51.02	–	–	100.36	0.86	(Mg _{1.85} Fe _{0.16}) _{2.02} (Si _{0.98} O ₄)
11	233 (с.з. п.)	40.16	–	–	–	9.41	0.18	49.59	–	0.27	99.61	0.84	(Mg _{1.82} Fe _{0.19}) _{2.02} (Si _{0.98} O ₄)
12	233 (с.з. п.)	40.73	–	–	–	9.62	0.24	49.67	–	–	100.26	0.84	(Mg _{1.81} Fe _{0.20}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
13	233 (с.з. п.)	40.19	–	–	–	9.57	–	50.56	–	–	100.32	0.84	(Mg _{1.83} Fe _{0.18}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
14	233 (с.з. п.)	40.94	–	–	–	9.37	0.20	50.19	–	0.24	100.94	0.84	(Mg _{1.82} Fe _{0.19}) _{2.02} (Si _{0.98} O ₄)
15	233 (с.з. п.)	40.25	–	–	–	9.54	0.29	49.23	–	0.24	99.55	0.84	(Mg _{1.81} Fe _{0.19}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
16	233 (с.з. п.)	40.80	–	–	–	8.99	0.17	50.65	–	–	100.61	0.85	(Mg _{1.83} Fe _{0.18}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
17	234 (к.з.)	40.15	–	–	–	8.71	0.18	50.36	–	–	99.40	0.85	(Mg _{1.84} Fe _{0.17}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
18	234 (к.з.)	40.71	–	–	–	8.74	–	51.03	–	0.26	100.73	0.85	(Mg _{1.84} Fe _{0.18}) _{2.02} (Si _{0.98} O ₄)
19	234 (к.з.)	40.49	–	–	–	5.81	–	51.98	–	–	98.28	0.90	(Mg _{1.90} Fe _{0.11}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
20	234 (к.з.)	40.08	–	–	–	8.20	0.26	50.94	–	–	99.48	0.86	(Mg _{1.86} Fe _{0.16}) _{2.02} (Si _{0.98} O ₄)
21	234 (к.з.)	40.72	–	–	–	8.67	–	49.91	–	–	99.30	0.85	(Mg _{1.82} Fe _{0.18}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
22	234 (к.з.)	40.83	–	–	–	8.80	–	50.47	–	–	100.09	0.85	(Mg _{1.83} Fe _{0.18}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Дуниты: т.з. – тонкозернистые, м.з. – мелкозернистые, с.з. – среднезернистые, к.з. п. – среднезернистые порфировидные, к.з. – крупнозернистые.

Химический состав акцессорного хромшпинелида из дунитов Светлоборского массива характеризуется преобладанием среди трёхвалентных катионов Fe^{3+} и Cr^{3+} (рис. 29а) и низкими содержаниями Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 29б). По трёхвалентным катионам в целом не наблюдается существенных различий в составе хромшпинелида из разных структурных типов дунитов. Характер распределения фигуративных точек на диаграмме Н.В Павлова позволяет говорить о тренде изменения состава хромшпинелида от субферрихромита до хроммагнетита. По двухвалентным катионам наблюдается увеличение магнезиальности ($\text{Mg\#}$) для акцессорных хромшпинелидов из крупнозернистых и среднезернистых дунитов по сравнению с аналогичными минералами из мелкозернистых разновидностей (табл. 5).

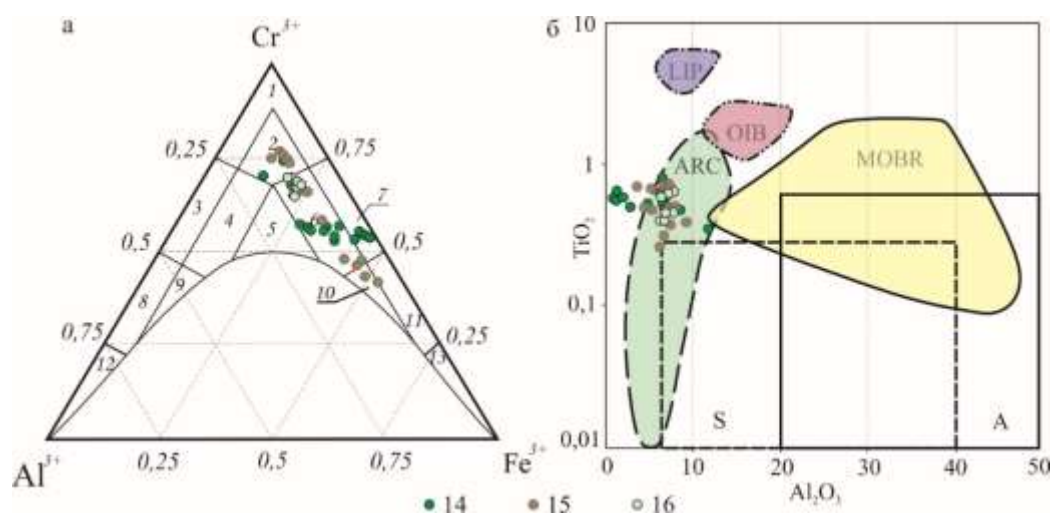


Рис. 29. Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов: из дунитов Светлоборского массива на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) (а) и на дискриминационной диаграмме соотношения содержания титана и алюминия (Kamenetsky *et al.*, 2001) (б)

Оливины, слагающие разные структурные разновидности дунитов Вересовоборского массива, по химическому составу (табл. 6) отвечают форстериту Fo_{81-86} . Химический состав этих минералов подтверждается кристаллооптическими наблюдениями: угол $2V_{\text{нг}} = 80-82^\circ$ у форстерита из мелко-среднезернистых дунитов и может достигать 87° в крупнозернистых дунитах и дунитовых пегматитах. В целом для оливинов из разных структурных типов дунитов отмечены статистически значимые колебания только Fe и Mg, закономерностей в характере концентрации других элементов не выявлено. Содержания примесных компонентов, в том числе кальция и никеля, крайне малы (рис. 30а). Специфической особенностью дунитов Вересовоборского массива является отсутствие явно видимой зависимости между магнезиальностью оливина и структурой дунита (рис. 30б). Химический состав оливина в пределах одной структурной разновидности по содержанию магния и железа может изменяться в существенных пределах, но в целом оливинам из грубозернистых дунитов свойственна повышенная железистость по

Таблица 5

Химический состав аксессуарных хромшпиннеллов из дунитов Светлоборского массива в мас. %

№	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Σ	Cr#	Mg#	Формула
1	0.48	7.76	53.31	10.89	15.23	0.23	12.31	0	0.13	100.33	0.87	0.45	(Mg _{0.81} Fe _{0.38} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.35} Fe _{0.36} Al _{0.50} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
2	0.55	6.79	37.92	22.8	28.11	0.94	3.74	0.25	0.15	101.26	0.85	0.12	(Fe _{0.77} Mg _{0.29} Mn _{0.05} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.03} Fe _{0.45} Al _{0.28} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
3	0.56	1.88	37.19	28.05	29.18	1.08	2.52	0.20	0.11	100.78	0.95	0.08	(Fe _{0.44} Mg _{0.14} Mn _{0.07} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.07} Fe _{0.31} Al _{0.68} Ti _{0.02}) _{1.99} O ₄
4	0.53	1.14	36.97	29.4	29.06	1.02	2.6	0.32	—	101.06	0.97	0.08	(Fe _{0.83} Mg _{0.14} Mn _{0.07} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.07} Fe _{0.36} Al _{0.05} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
5	0.5	6.62	37.78	23.1	27.74	0.98	3.71	0.45	0.11	100.99	0.85	0.12	(Fe _{0.14} Mg _{0.29} Mn _{0.05} Zn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.03} Fe _{0.44} Al _{0.27} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
6	0.75	6.38	35.83	25.29	29.05	0.95	3.59	—	—	101.85	0.85	0.11	(Fe _{0.40} Mg _{0.18} Mn _{0.03}) _{1.03} (Cr _{0.98} Fe _{0.31} Al _{0.26} Ti _{0.02}) _{1.99} O ₄
7	0.65	4.87	29.79	34.17	24.04	0.64	5.91	—	—	100.07	0.86	0.20	(Fe _{0.69} Mg _{0.31} Mn _{0.02}) _{1.02} (Fe _{0.93} Cr _{0.83} Al _{0.20} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄
8	0.58	7.11	52.48	10.84	19.74	1.07	10.15	—	—	101.97	0.88	0.34	(Mg _{0.30} Fe _{0.42} Mn _{0.03}) _{1.01} (Cr _{1.37} Fe _{0.33} Al _{0.28} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
9	0.48	7.76	53.31	10.89	15.89	0.23	12.31	—	0.13	101.00	0.87	0.44	(Mg _{0.60} Fe _{0.40} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.38} Fe _{0.36} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
10	0.68	7.31	51.53	10.41	22.00	0.66	7.79	—	—	100.38	0.88	0.26	(Fe _{0.60} Mg _{0.40} Mn _{0.02}) _{1.02} (Cr _{1.38} Fe _{0.29} Al _{0.29} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄
11	0.44	6.94	51.44	9.72	22.54	—	9.15	—	—	100.23	0.88	0.29	(Fe _{0.53} Mg _{0.46}) _{1.01} (Cr _{1.37} Fe _{0.33} Al _{0.28} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
12	0.38	6.47	47.62	14.89	23.76	0.90	4.73	—	—	98.74	0.88	0.17	(Fe _{0.73} Mg _{0.25} Mn _{0.03}) _{1.01} (Cr _{1.34} Fe _{0.37} Al _{0.27} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
13	0.59	7.09	48.9	13.61	21.65	0.64	5.86	—	—	98.34	0.87	0.21	(Fe _{0.68} Mg _{0.31} Mn _{0.02}) _{1.02} (Cr _{1.36} Fe _{0.31} Al _{0.29} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄
14	0.45	7.45	47.72	12.46	26.32	0.87	4.93	—	—	100.19	0.87	0.16	(Fe _{0.72} Mg _{0.26} Mn _{0.03}) _{1.01} (Cr _{1.31} Fe _{0.37} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
15	0.44	7.32	48.74	12.82	23.31	0.69	6.16	—	—	99.48	0.87	0.21	(Fe _{0.67} Mg _{0.33} Mn _{0.02}) _{1.01} (Cr _{1.34} Fe _{0.34} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄

Примечание. Прочерк — ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Дуниты: С-зернистые — среднезернистые, К.-зерн. — крупнозернистые.

сравнению с оливинами из других структурных разновидностей дунита. По-видимому, повышение содержания фаялитового минала в оливине, сопровождается процессами распада твёрдого раствора с образованием магнетитовых агрегатов с подчинённым количеством клинопироксена (см. рис. 14г–е). Аналогичные обособления магнетита и клинопироксена описаны Е.В. Пушкарёвым (2000) для Уктусского массива, расположенного в южной части Платиноносного пояса Урала.

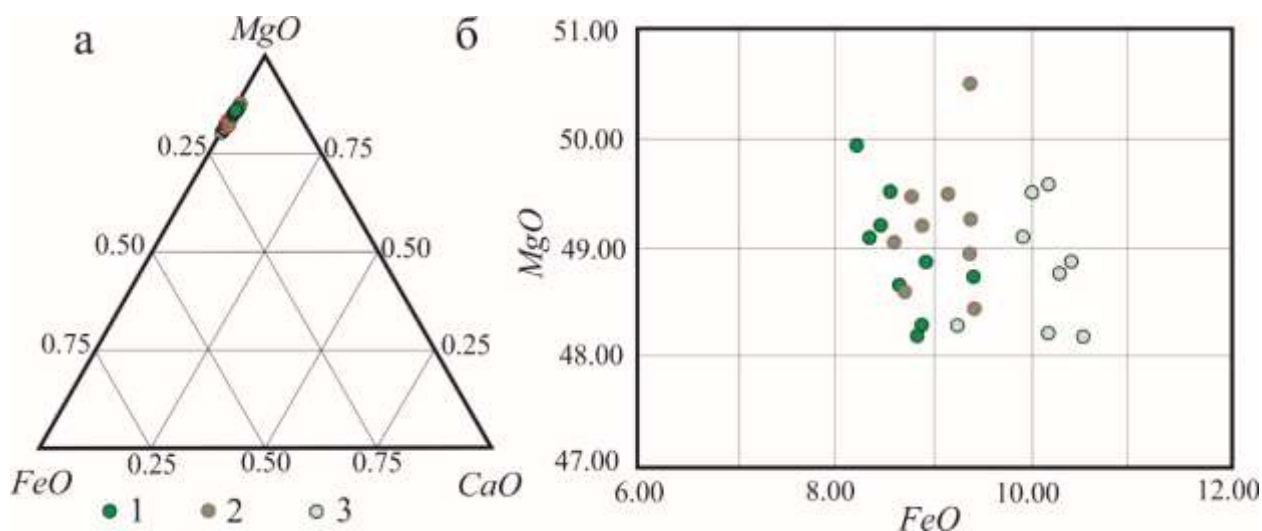


Рис. 30. Состав оливинов из дунитов Вересовоборского массива: 1 – мелкозернистых, 2 – среднезернистых, 3 крупнозернистых

Акцессорные хромшпинелиды из дунитов Вересовоборского массива в большинстве случаев характеризуются отчётливо проявленной зональностью (рис. 31), особенно ярко выраженной у индивидов размером более 0,3 мм. В них отмечено снижение содержаний Cr^{3+} и Al^{3+} от центра к краю зерна с возрастанием содержания Fe^{3+} . Аналогичная закономерность наблюдается и для двухвалентных катионов, магнезиохромит сменяется феррихромитом. Однако характер изменения FeO в составе хромшпинелида довольно сложный.

Таблица 6

Химический состав оливинов в мас.%, составляющих дуниты Вересовоборского массива

№	Шифр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Σ	Mg#	Формула
1	VB-24 p.4 (м.з.)	40.75	0.12	–	0.13	8.22	0.38	49.99	–	0.10	99.75	0.86	(Mg _{1.82} Fe _{0.17} Mn _{0.01}) _{1.99} (Si _{1.00} O ₄)
2	VB-24 p.21 (м.з.)	40.67	0.02	0.30	–	8.57	0.27	49.52	–	–	99.36	0.85	(Mg _{1.82} Fe _{0.17} Mn _{0.01}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
3	VB-24 p.22 (м.з.)	40.23	–	0.15	–	8.65	–	48.67	0.07	0.22	98.31	0.85	(Mg _{1.81} Fe _{0.18}) _{1.99} (Si _{1.00} O ₄)
4	VB-24 p.23 (м.з.)	39.67	–	0.10	0.06	8.33	0.36	49.11	0.23	0.12	98.18	0.85	(Mg _{1.83} Fe _{0.17} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
5	VB-24 p.33 (м.з.)	39.61	0.09	0.39	–	8.83	0.38	48.25	0.01	0.14	98.09	0.85	(Mg _{1.81} Fe _{0.19} Mn _{0.01}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
6	VB-24 p.41 (м.з.)	40.22	–	0.16	–	8.89	0.27	48.28	–	–	97.89	0.84	(Mg _{1.80} Fe _{0.19} Mn _{0.01}) _{1.99} (Si _{1.01} O ₄)
7	VB-2 p.8 (с.з.)	40.88	0.14	0.28	0.11	9.36	0.25	50.54	0.05	0.14	101.75	0.84	(Mg _{1.82} Fe _{0.19} Mn _{0.01}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
8	VB-2 p.9 (с.з.)	40.26	–	0.32	–	8.70	0.51	48.61	–	0.03	98.43	0.85	(Mg _{1.80} Fe _{0.18} Mn _{0.01}) _{1.99} (Si _{1.00} O ₄)
9	VB-2 p.11 (с.з.)	41.02	–	–	–	8.61	0.26	49.04	0.03	0.44	99.40	0.85	(Mg _{1.79} Fe _{0.18} Mn _{0.01}) _{1.98} (Si _{1.01} O ₄)
10	VB-2 p.16 (с.з.)	39.93	0.16	–	0.03	9.38	0.02	48.95	0.14	0.45	99.06	0.84	(Mg _{1.81} Fe _{0.19} Ni _{0.01}) _{2.00} (Si _{0.99} O ₄)
11	VB-2 p.20 (с.з.)	40.72	0.08	0.21	–	8.77	0.48	49.47	–	0.52	100.25	0.85	(Mg _{1.80} Fe _{0.18} Mn _{0.01} Ni _{0.01}) _{1.99} (Si _{1.00} O ₄)
12	VB-27 p.12 (г.з.)	40.77	–	–	0.11	9.23	0.27	48.33	–	0.07	98.78	0.84	(Mg _{1.78} Fe _{0.19} Mn _{0.01}) _{1.98} (Si _{1.01} O ₄)
13	VB-27 p.15 (г.з.)	40.71	0.16	0.38	–	9.94	0.41	49.54	0.04	0.20	101.38	0.83	(Mg _{1.80} Fe _{0.20} Mn _{0.01}) _{2.01} (Si _{0.99} O ₄)
14	VB-27 p.27 (г.з.)	40.42	–	0.09	–	10.09	0.31	48.27	0.11	–	99.29	0.83	(Mg _{1.78} Fe _{0.21} Mn _{0.01}) _{2.00} (Si _{1.00} O ₄)
15	VB-27 p.35 (г.з.)	39.43	0.06	0.33	–	10.35	0.41	48.92	0.15	0.20	99.85	0.83	(Mg _{1.81} Fe _{0.21} Mn _{0.01}) _{2.04} (Si _{0.98} O ₄)

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Дуниты: м.з. – мелкозернистые, с.з. – среднезернистые, г.з. – грубозернистые.

Таблица 7

Химический состав аксессуарных хромшпинелидов из дунитов Вересовоборского массива в мас. %

№	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сумма	Cr#	Mg#	Формула
1	0.45	6.79	40.61	18.92	26.91	1.18	4.63	0.61	—	100.10	0.86	0.15	(Fe _{0.71} Mg _{0.32} Mn _{0.04} Zn _{0.02}) _{1.03} (Cr _{1.23} Fe _{0.42} Al _{0.31} Ti _{0.01}) _{1.97} O ₄
2	0.40	6.29	38.42	21.62	26.71	1.05	5.46	0.48	—	100.42	0.86	0.17	(Fe _{0.63} Mg _{0.33} Mn _{0.03} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.17} Fe _{0.33} Al _{0.28} Ti _{0.01}) _{1.98} O ₄
3	0.90	0.92	34.80	31.50	28.34	1.07	2.83	0.34	—	100.70	0.97	0.09	(Fe _{0.53} Mg _{0.12} Mn _{0.04} Zn _{0.01}) _{1.05} (Cr _{1.11} Fe _{0.09} Al _{0.05} Ti _{0.03}) _{1.95} O ₄
4	1.20	0.30	31.86	31.14	29.85	1.78	2.69	0.30	—	99.12	0.99	0.08	(Fe _{0.52} Mg _{0.18} Mn _{0.07} Zn _{0.01}) _{1.08} (Cr _{1.10} Fe _{0.74} Al _{0.07} Ti _{0.04}) _{1.92} O ₄
5	0.52	7.07	45.67	13.49	25.01	1.16	6.93	0.29	—	100.14	0.87	0.22	(Fe _{0.53} Mg _{0.33} Mn _{0.04} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.32} Fe _{0.34} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{1.98} O ₄
6	0.51	6.66	44.53	15.14	27.39	0.92	5.44	0.26	—	100.85	0.87	0.17	(Fe _{0.67} Mg _{0.30} Mn _{0.03} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.30} Fe _{0.39} Al _{0.29} Ti _{0.01}) _{1.98} O ₄
7	0.33	5.71	37.87	23.76	26.75	0.56	5.99	0.22	—	101.17	0.87	0.18	(Fe _{0.63} Mg _{0.33} Mn _{0.02} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.13} Fe _{0.57} Al _{0.26} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
8	0.71	3.55	27.81	37.30	28.05	0.02	4.36	—	—	101.82	0.89	0.13	(Fe _{0.74} Mg _{0.28}) _{1.02} (Cr _{0.93} Fe _{0.85} Al _{0.18} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄
9	0.37	5.74	37.64	23.71	26.69	0.46	5.65	0.59	—	100.85	0.87	0.17	(Fe _{0.64} Mg _{0.33} Mn _{0.02} Zn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.13} Fe _{0.37} Al _{0.26} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
10	0.54	6.15	36.21	23.01	28.08	0.61	5.79	0.36	—	100.75	0.85	0.17	(Fe _{0.68} Mg _{0.33} Mn _{0.02} Zn _{0.01}) _{1.04} (Cr _{1.10} Fe _{0.56} Al _{0.21} Ti _{0.02}) _{1.96} O ₄
11	0.32	6.93	40.97	18.77	26.03	1.49	6.24	—	—	100.74	0.86	0.19	(Fe _{0.63} Mg _{0.33} Mn _{0.03}) _{1.03} (Cr _{1.21} Fe _{0.44} Al _{0.31} Ti _{0.01}) _{1.97} O ₄
12	0.45	6.60	39.85	20.74	28.02	0.46	4.74	0.41	—	101.27	0.86	0.14	(Fe _{0.69} Mg _{0.27} Mn _{0.01} Zn _{0.01}) _{0.98} (Cr _{1.20} Fe _{0.39} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
13	0.88	7.57	43.69	15.41	24.75	0.75	7.34	—	—	100.39	0.85	0.22	(Fe _{0.58} Mg _{0.40} Mn _{0.02}) _{1.00} (Cr _{1.23} Fe _{0.38} Al _{0.33} Ti _{0.02}) _{2.00} O ₄
14	0.62	6.64	39.80	19.66	25.19	0.98	6.90	0.06	—	99.85	0.86	0.21	(Fe _{0.60} Mg _{0.39} Mn _{0.03}) _{1.02} (Cr _{1.19} Fe _{0.47} Al _{0.30} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄
15	0.50	6.57	38.19	22.39	27.10	0.98	3.76	0.43	0.16	100.08	0.85	0.11	(Fe _{0.71} Mg _{0.22} Mn _{0.03} Ni _{0.01} Zn _{0.01}) _{0.98} (Cr _{1.19} Fe _{0.52} Al _{0.30} Ti _{0.01}) _{2.02} O ₄
16	0.45	6.71	37.11	24.57	26.42	1.06	3.57	0.45	0.11	100.45	0.85	0.12	(Fe _{0.73} Mg _{0.21} Mn _{0.04} Zn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.17} Fe _{0.52} Al _{0.31} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
17	0.47	3.23	37.63	28.25	27.00	1.00	2.63	0.39	0.15	100.76	0.92	0.09	(Fe _{0.81} Mg _{0.16} Mn _{0.04} Ni _{0.01} Zn _{0.01}) _{1.03} (Cr _{1.24} Fe _{0.56} Al _{0.16} Ti _{0.01}) _{1.97} O ₄
18	0.56	1.88	37.39	28.05	27.48	1.08	2.52	0.20	0.11	99.28	0.95	0.08	(Fe _{0.81} Mg _{0.16} Mn _{0.04} Zn _{0.01}) _{1.02} (Cr _{1.26} Fe _{0.61} Al _{0.09} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄
19	0.57	0.56	35.86	30.13	28.14	1.39	3.73	0.28	0.16	100.81	0.98	0.12	(Fe _{0.74} Mg _{0.23} Mn _{0.05} Ni _{0.01} Zn _{0.01}) _{1.04} (Cr _{1.19} Fe _{0.72} Al _{0.03} Ti _{0.02}) _{1.96} O ₄
20	0.50	6.62	37.78	21.10	28.24	0.98	3.71	0.45	0.11	99.49	0.85	0.11	(Fe _{0.72} Mg _{0.23} Mn _{0.03} Zn _{0.01}) _{0.98} (Cr _{1.18} Fe _{0.52} Al _{0.31} Ti _{0.01}) _{2.02} O ₄
21	0.62	6.09	35.32	24.94	28.40	0.83	3.82	0.26	—	100.28	0.85	0.12	(Fe _{0.77} Mg _{0.23} Mn _{0.03} Zn _{0.01}) _{1.04} (Cr _{1.11} Fe _{0.54} Al _{0.29} Ti _{0.02}) _{1.96} O ₄
22	0.50	3.58	36.88	28.23	26.95	0.82	2.93	0.36	—	100.25	0.91	0.09	(Fe _{0.80} Mg _{0.18} Mn _{0.03} Zn _{0.01}) _{1.02} (Cr _{1.11} Fe _{0.57} Al _{0.18} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Дуниты: М.з. – мелкозернистые, С.з. – среднезернистые, К.з. – крупнозернистые.

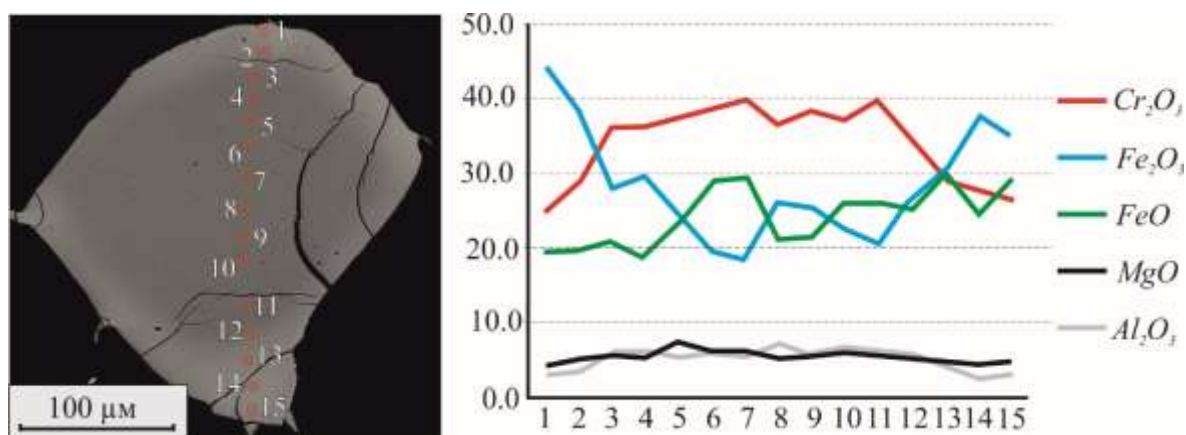


Рис. 31. Зональный индивид хромшпинелида из среднезернистых дунитов и график изменения его химического состава в мас. %

Присутствие ярко выраженной зональности в индивидах хромшпинелидов существенно усложняет сравнительный анализ их химических составов (табл. 7). Статистически значимых отличий между хромшпинелидами из разных типов дунитов не установлено. Однако наибольшая хромистость характерна для хромшпинелидов из мелкозернистых дунитов, а наименьшая магнезиальность для субаллюмоферрихромита из грубозернистых дунитов.

В целом для хромшпинелидов из дунитов Вересовоборского массива, по номенклатуре Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) характерно изменение состава от субаллюмоферрихромита до хроммагнетита, и их составы укладываются в единый тренд (рис. 32а) характерный для дунитов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов (Лазаренков и др., 1992). Содержание TiO_2 в изученных хромшпинелидах крайне низкое (рис. 32б).

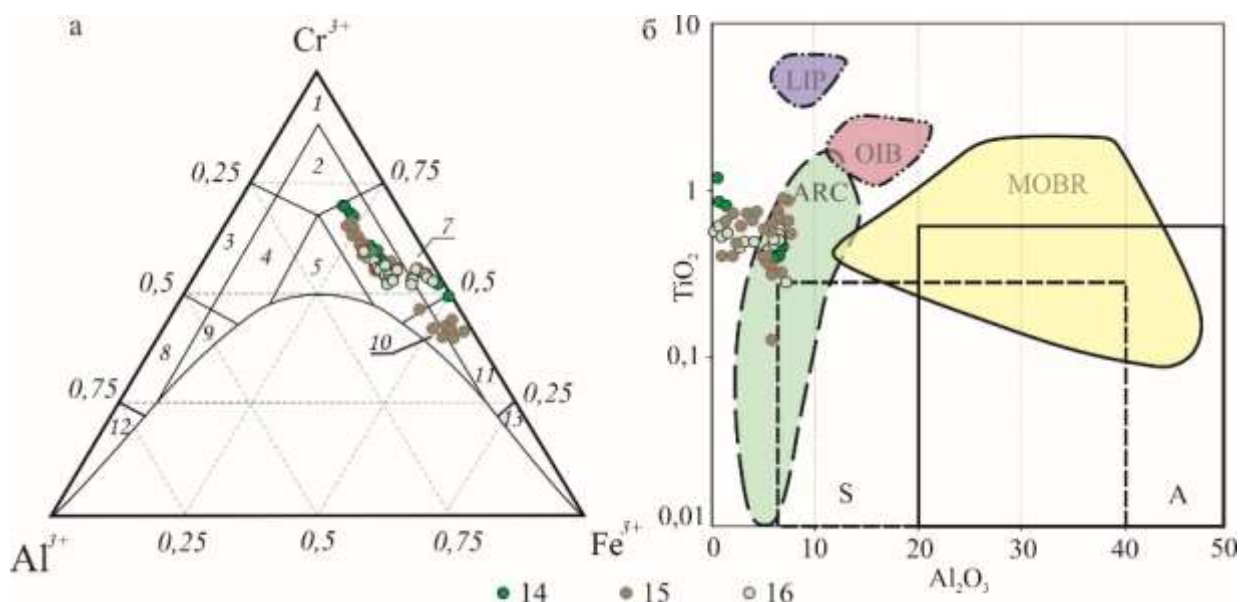


Рис. 32. Положение фигуративных точек состава хромшпинелидов: на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) (а) и дискриминационной диаграмме соотношения содержаний титана и алюминия (Kamenetsky *et al.*, 2001) (б)

К изменениям хромшпинелида относится его метасоматическое замещение с формированием агрегата магнетита или хроммагнетита вдоль границ индивидов (рис. 33а) или по трещинам в них (рис. 33б). Необходимо подчеркнуть, что обычная широко проявленная петельчатая серпентинизация дунита не приводит к существенному преобразованию составов хромшпинелида или к его замещению. Развитие магнетита или хроммагнетита по хромшпинелидам сопровождается только прожилковыми скоплениями серпентина (предположительно антигорита), более позднего по отношению к петельчатой серпентинизации. Характерной чертой этих прожилков по сравнению с другими серпентиновыми агрегатами является присутствие тонкодисперсного магнетитового агрегата (рис. 33в).

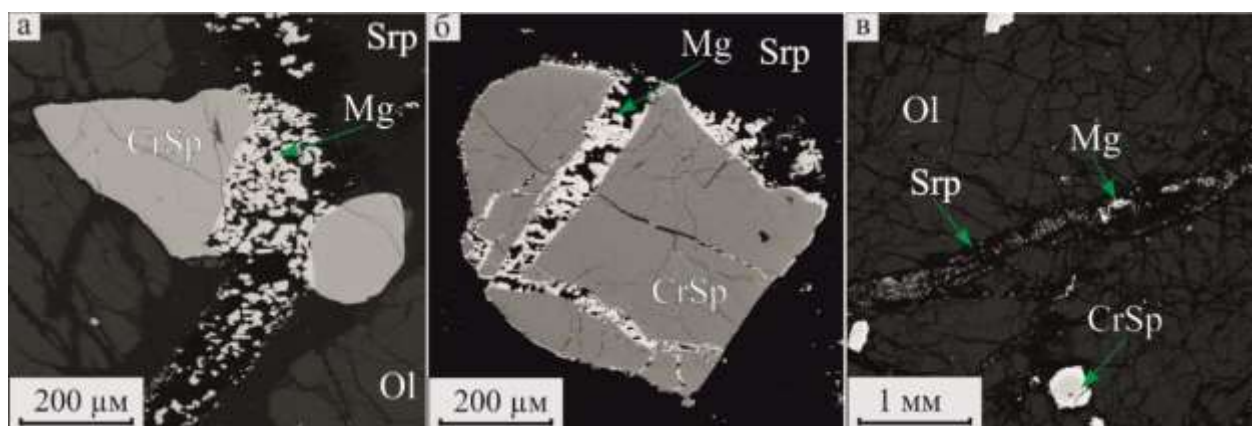


Рис. 33. Микрофотографии, отражающие замещения хромшпинелида (CrSp) магнетитом (Mg). Ol – оливин, Srp – серпентин

Вариации химического состава оливинов в дунитах Каменушенского массива, отличающихся по зернистости, не существенны (табл. 8). Так, в среднезернистых дунитах наибольшим распространением пользуется оливин Fo_{85–86}, а в грубозернистых дунитах преобладает оливин Fo_{86–87} (рис. 34). Незначительное изменение химического состава практически не отражается на величине угла $2V_{ng}$, который составляет 86–88°. Для исследуемых оливинов статистически значимые отличия в содержаниях отмечены только для Fe и Mg. Для большинства зёрен оливина содержания примесных компонентов находятся ниже предела обнаружения, однако оливин из грубозернистых дунитов характеризуется повышенными содержаниями Ni. Из особенностей химического состава оливинов прежде всего необходимо отметить снижение железистости оливина по мере приближения к центральным мастям дунитового «ядра».

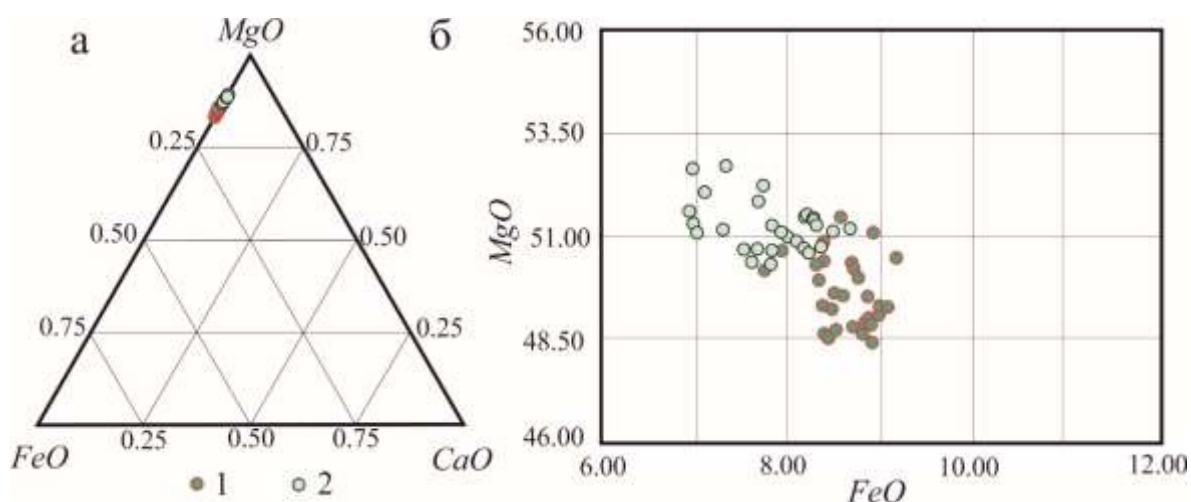


Рис. 34. Состав оливинов из дунитов Каменушенского массива (1 – среднезернистые, 2 – крупнозернистые и пегматоидные)

Таблица 8

Химический состав оливинов в мас. %, составляющих дуниты Каменушенского массива

№	Шифр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Σ	Mg#	Формула
1	KP-38-2 (с.з.)	40.17	–	–	8.37	–	50.39	–	0.48	99.41	0.86	(Mg _{1.84} Fe _{0.17} Ni _{0.01}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
2	KP-38-2 (с.з.)	40.78	–	–	8.40	–	50.92	–	–	100.10	0.86	(Mg _{1.84} Fe _{0.17}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
3	KP-38-2 (с.з.)	40.15	–	–	8.32	–	50.35	–	0.32	99.14	0.86	(Mg _{1.83} Fe _{0.17} Ni _{0.01}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
4	KP-48.3 (с.з.)	40.13	–	–	8.71	0.18	50.20	–	–	99.22	0.85	(Mg _{1.84} Fe _{0.18}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
5	KP-41-3 (с.з. порф.)	40.07	–	–	8.50	0.29	49.67	–	–	98.53	0.85	(Mg _{1.82} Fe _{0.19} Mn _{0.01}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
6	KP-41-3 (с.з. порф.)	40.21	–	–	8.73	–	50.07	–	–	99.01	0.85	(Mg _{1.83} Fe _{0.18}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
7	KP-41-3 (с.з. порф.)	39.97	–	–	9.16	0.19	50.48	–	–	99.80	0.85	(Mg _{1.82} Fe _{0.19}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
8	K-1_1 (с.з.)	41.36	–	–	8.72	0.15	48.83	0.01	0.25	99.32	0.85	(Mg _{1.79} Fe _{0.18}) _{1.98} (Si _{11.01} O ₄)
9	K-1_6 (с.з.)	41.89	–	–	8.78	0.08	48.72	0.04	0.25	99.82	0.85	(Mg _{1.79} Fe _{0.18}) _{1.97} (Si _{11.02} O ₄)
10	K-1_7 (с.з.)	41.66	0.01	0.02	8.39	0.13	48.67	0.03	0.14	99.05	0.85	(Mg _{1.79} Fe _{0.19}) _{1.98} (Si _{11.02} O ₄)
11	KP-35-3 (к.з.)	40.75	–	–	8.29	–	51.45	–	–	100.49	0.86	(Mg _{1.86} Fe _{0.17}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
12	KP-35-3 (к.з.)	40.96	–	–	8.66	–	51.22	–	–	100.84	0.86	(Mg _{1.84} Fe _{0.17}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
13	KP-35-3 (к.з.)	41.19	–	–	7.76	0.24	52.31	–	0.30	101.80	0.86	(Mg _{1.86} Fe _{0.16} Ni _{0.01}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
14	KP-35-3 (к.з.)	40.73	–	–	7.01	0.13	51.42	–	0.26	99.55	0.86	(Mg _{1.87} Fe _{0.14} Ni _{0.01}) _{2.01} (Si _{10.99} O ₄)
15	KP-35-3 (к.з.)	40.51	–	–	7.33	0.16	51.18	–	0.23	99.41	0.86	(Mg _{1.86} Fe _{0.15}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)
16	KP-35-3 (к.з.)	41.12	–	–	7.14	0.19	52.12	–	0.24	100.81	0.86	(Mg _{1.87} Fe _{0.14}) _{2.02} (Si _{10.99} O ₄)

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Дуниты: с.з. – среднезернистые, к.з. – крупнозернистые порфировидные, к.з. – крупнозернистые

Акцессорные хромшпинелиды из дунитов Каменушенского массива не обладают отчётливо проявленной зональностью. Для ряда индивидов выявлены каймы замещения с повышением в них содержания железа и переходом магнезиохромитов в ферихромиты, а затем и в хроммагнетиты. По содержанию главных минералообразующих компонентов акцессорные хромшпинелиды из дунитов, различных по зернистости (табл. 9), не обладают отличительными чертами. По составу они в основном соответствуют субферрихромиту с повышенным содержанием алюминия и частичным переходом в субферриалюмохромит (рис. 35а). Содержания TiO_2 в изученных хромшпинелидах относительно не высоки (рис. 35б).

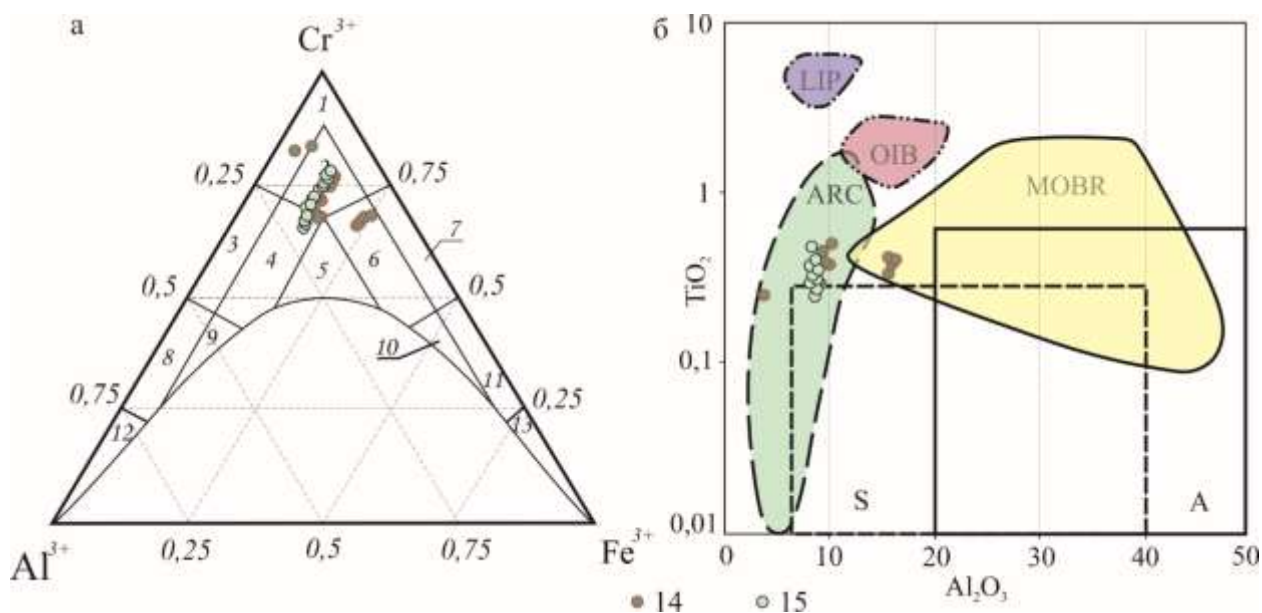


Рис. 35. Положение фигуративных точек – составов хромшпинелидов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (а) (Павлов и др., 1979) и дискриминационной диаграмме соотношения содержания титана и алюминия (б) (Kamenetsky *et al.*, 2001).

Таблица 9

Химический состав аксессуарных хромшпинелидов из дунитов Каменуншенского массива в мас. %

№		MgO	MnO	FeO	NiO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Σ	Cr#	Mg#	Формула
1	Среднезернистые	8,24	0,59	23,62	0,00	9,31	0,41	50,59	8,03	100,78	0,84	0,26	(Fe _{0,58} Mg _{0,41} Mn _{0,02}) _{1,01} (Cr _{1,33} Al _{0,37} Fe _{0,28} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
2		4,60	1,08	26,55	0,00	3,90	0,25	56,44	7,29	100,11	0,94	0,15	(Fe _{0,74} Mg _{0,24} Mn _{0,03}) _{1,01} (Cr _{1,58} Al _{0,16} Fe _{0,24} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
3		3,29	0,90	26,67	0,19	2,33	0,00	56,08	9,77	99,23	0,96	0,11	(Fe _{0,81} Mg _{0,18} Mn _{0,03} Ni _{0,01}) _{1,03} (Cr _{1,61} Al _{0,10} Fe _{0,27}) _{1,98} O ₄
4		8,08	0,00	24,35	0,00	9,04	0,00	48,93	10,33	100,74	0,84	0,25	(Fe _{0,62} Mg _{0,41}) _{1,03} (Cr _{1,30} Al _{0,36} Fe _{0,32}) _{1,98} O ₄
5		7,87	0,65	24,89	0,00	15,81	0,38	44,63	6,36	100,60	0,74	0,24	(Fe _{0,61} Mg _{0,38} Mn _{0,02}) _{1,01} (Cr _{1,15} Al _{0,61} Fe _{0,22} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
6		7,95	0,73	24,09	0,00	15,70	0,33	44,52	6,96	100,28	0,74	0,25	(Fe _{0,60} Mg _{0,39} Mn _{0,02}) _{1,01} (Cr _{1,15} Al _{0,60} Fe _{0,23} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
7	Крутозернистые	7,56	0,59	25,80	0,00	9,09	0,42	51,36	6,60	101,42	0,85	0,23	(Fe _{0,61} Mg _{0,38} Mn _{0,02}) _{1,01} (Cr _{1,35} Al _{0,38} Fe _{0,27} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
8		7,77	0,53	25,43	0,24	8,65	0,34	51,74	6,83	101,52	0,86	0,23	(Fe _{0,60} Mg _{0,39} Mn _{0,01} Ni _{0,01}) _{1,01} (Cr _{1,36} Al _{0,34} Fe _{0,28} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
9		6,53	1,04	25,13	0,00	8,26	0,36	47,08	11,90	100,83	0,85	0,21	(Fe _{0,64} Mg _{0,33} Mn _{0,03} Zn _{0,01}) _{1,01} (Cr _{1,27} Al _{0,33} Fe _{0,38} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
10		6,48	1,10	26,98	0,38	8,32	0,30	47,89	10,30	101,75	0,85	0,19	(Fe _{0,64} Mg _{0,33} Mn _{0,03} Ni _{0,01}) _{1,01} (Cr _{1,27} Al _{0,33} Fe _{0,38} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
11		7,65	0,80	26,72	0,00	9,26	0,42	44,18	13,01	102,28	0,83	0,22	(Fe _{0,60} Mg _{0,38} Mn _{0,02} Zn _{0,01}) _{1,01} (Cr _{1,16} Al _{0,36} Fe _{0,46} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения, формулы рассчитаны на 4 атома кислорода.

Особенность акцессорных хромшпинелидов в дунитах Каменушенского массива – широкое распространение минеральных включений. Среди них преобладает диопсид в виде отдельных изометричных индивидов (рис. 36а) с расчётной формулой $(\text{Ca}_{0.96}\text{Na}_{0.02})_{0.98}(\text{Mg}_{0.94}\text{Fe}_{0.05}\text{Al}_{0.01})_{1.00}((\text{Si}_{1.94}\text{Al}_{0.04})_{2.00}\text{O}_6)$. Иногда совместно с диопсидом присутствует флогопит (рис. 36б). В подчинённом количестве среди включений встречены изометричные зёрна оливина, полностью замещённые серпентиновым агрегатом (рис. 36в).

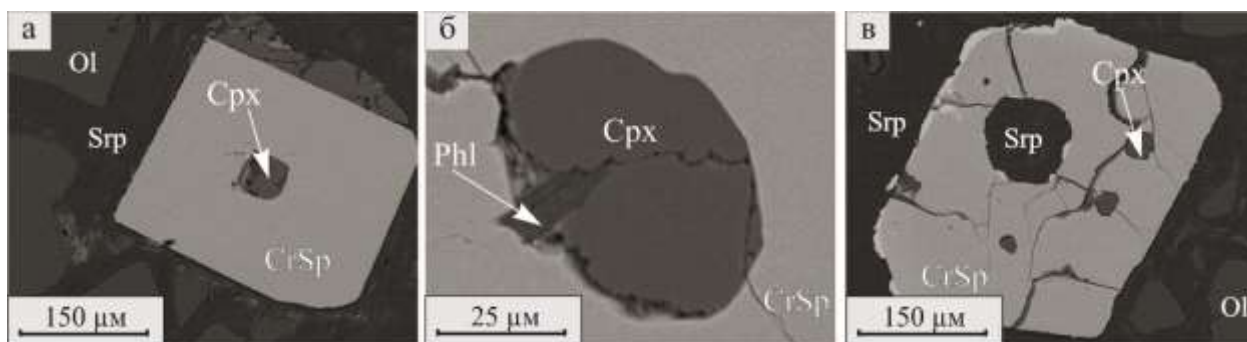


Рис. 36. Микрофотографии включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Каменушенского массива. Ol – оливин, Srp – серпентин, Cpx – клинопироксен, Phl – флогопит, Srp – серпентин, CrSp – хромшпинелид

Элементы-примеси в дунитах. Для анализа распределения элементов-примесей были выбраны 11 образцов дунитов из четырёх клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, различающихся по структурным особенностям. В них проанализирован характер распределения элементов-примесей, сгруппированных в соответствии с классификацией, предложенной Е.В. Складчиковым с соавторами (Интерпретация ..., 2001), основанной на сходном поведении химических элементов в геологических процессах.

Среднее содержание транзитных элементов (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) для дунитов из различных массивов без учёта их структурных особенностей варьирует незначительно (рис. 37а). Сравнительная характеристика дунитов, различающихся по зернистости, отобранных из одного массива (рис. 37б–д), позволила установить, что наибольшие содержания Cr характерны для мелкозернистых дунитов, а грубозернистым дунитам и дунитовым пегматитам Вересовоборского и Нижнетагильского присущи повышенные содержания Cu и Ni относительно других разновидностей дунитов. Сопоставление средних содержаний транзитных элементов в разных структурных типах дунитов без привязки к конкретному массиву подтверждает, что мелкозернистые дуниты обладают максимальными содержаниями хрома и ванадия по сравнению со среднезернистыми и грубозернистыми дунитами (рис. 37е).

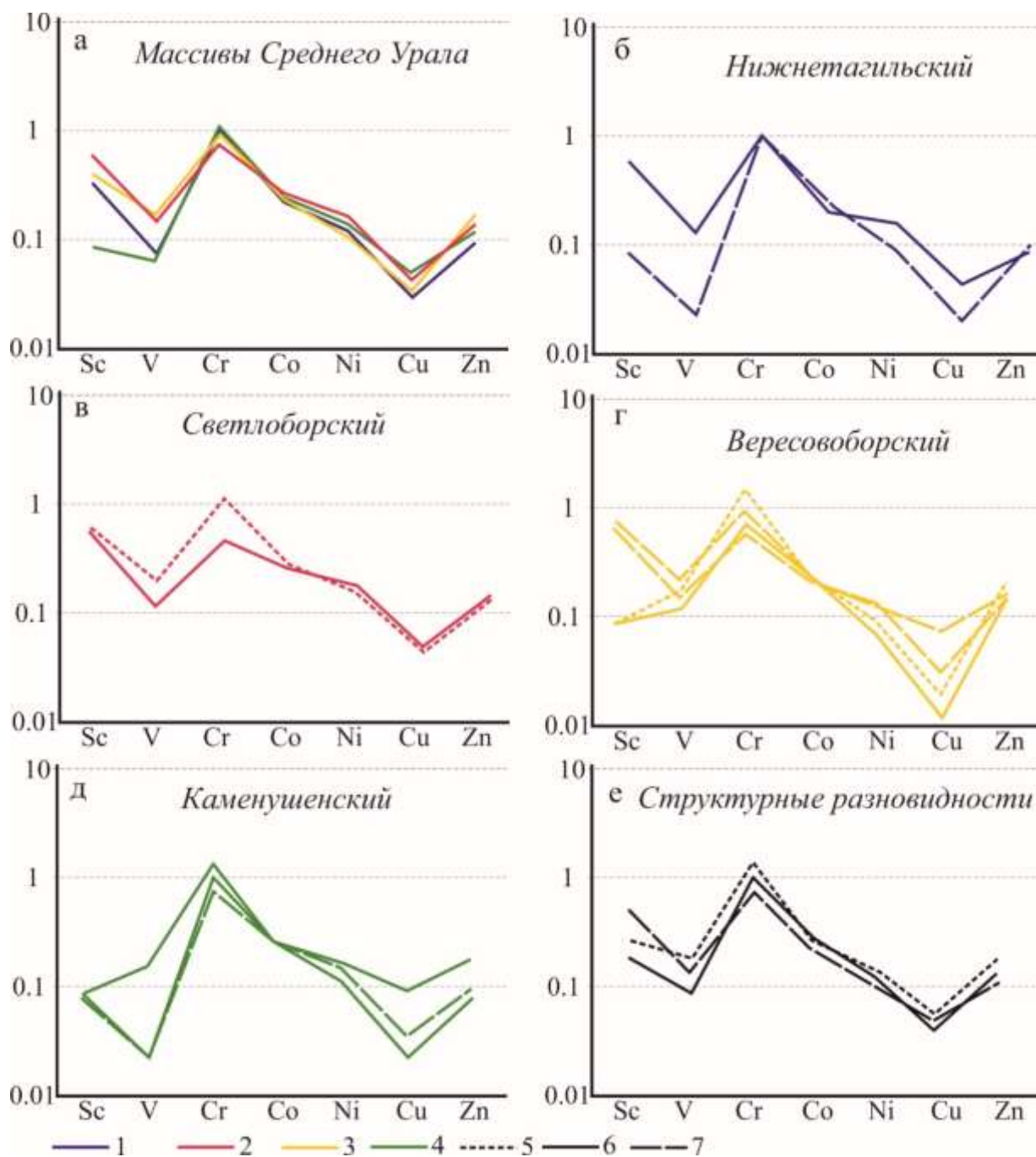


Рис. 37. Хондрит-нормализованные спектры распределения транзитных элементов в дунитах из разных клинопироксенит дунитовых массивов: 1 – Нижнетагильский, 2 – Светлоборский, 3 – Вересовоборский, 4 – Каменушенский; и отличающихся по зернистости: 5 – мелкозернистые, 6 – среднезернистые, 7 – грубозернистые и пегматиты; состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995)

Высокозарядные элементы (Y, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta) содержатся в дунитах в малых количествах (табл. 10). Так, для большинства проб содержание Pb находится ниже пределов обнаружения, содержания Nb и Ta во всех пробах ниже предела обнаружения. При сопоставлении средних содержаний высокозарядных элементов в дунитах, отличающихся зернистостью (рис. 38), установлено, что наименьшие их содержания характерны для грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов, максимальные содержания которых

характерны для мелкозернистых дунитов. В среднезернистых дунитах содержания Y, Pb, Zr и Hf значительно варьирует.

Таблица 10

Содержание высокозарядных элементов в дунитах в г/т

№	З-сть	№ пр.	Y	Pb	Zr	Hf	Nb	Ta
1	С.-з.	Т-2	—	—	—	0.005	—	—
2	Ми-т.	НТ-138	0.120	—	0.780	0.020	—	—
3	М.-з.	СБ-114	0.200	3.010	2.620	0.061	—	—
4	С.-з.	СБ-116	0.110	—	0.980	0.020	—	—
5	М.-з.	ВБ-2	0.470	1.280	0.940	0.041	—	—
6	С.-з.	ВБ-24	—	—	—	0.010	—	—
7	К.-з.	СБ-113	0.130	—	0.860	0.015	—	—
8	Пегм.	СБ-111	0.140	—	1.930	0.040	—	—
9	С.м.-з.	КР-48	0.330	—	10.000	0.005	—	—
10	С.-з.	КР-68	—	—	—	0.010	—	—
11	К.-з.	КР-69	—	1.140	—	0.021	—	—

Примечание. З-сть – зернистость дунитов: М.-з. – мелкозернистые, С.-з. – среднезернистые, К.-з. – крупнозернистые, Пегм – пегматиты, Ми-т. – пегматиты миаролитовые

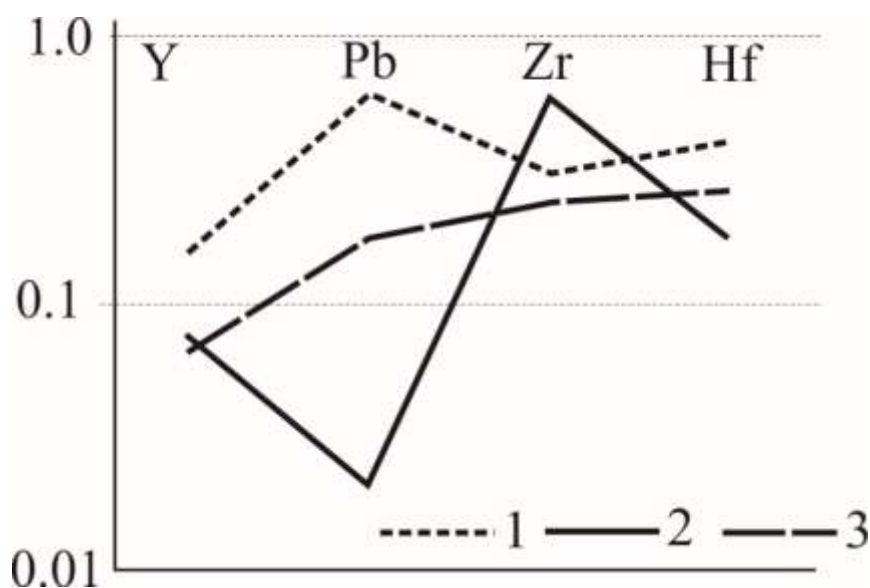


Рис. 38. Характер распределения высокозарядных элементов в дунитах: 1 – мелкозернистых, 2 – среднезернистых, 3 – грубозернистых и пегматоидных. Для Pb взяты содержания в половину от нижнего предела обнаружения; содержания нормированы на состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995)

Редкоземельные элементы в большинстве случаев характеризуются крайне низкими содержаниями (табл. 11), часто концентрации тяжёлых РЗЭ находятся ниже пределов обнаружения. Однако для них, как и для ранее рассмотренных высокозарядных элементов, характерны относительно повышенные концентрации в мелкозернистых дунитах, а наименьшее их содержание выявлено в крупнозернистых дунитах и дунитовых пегматитах (рис. 39).

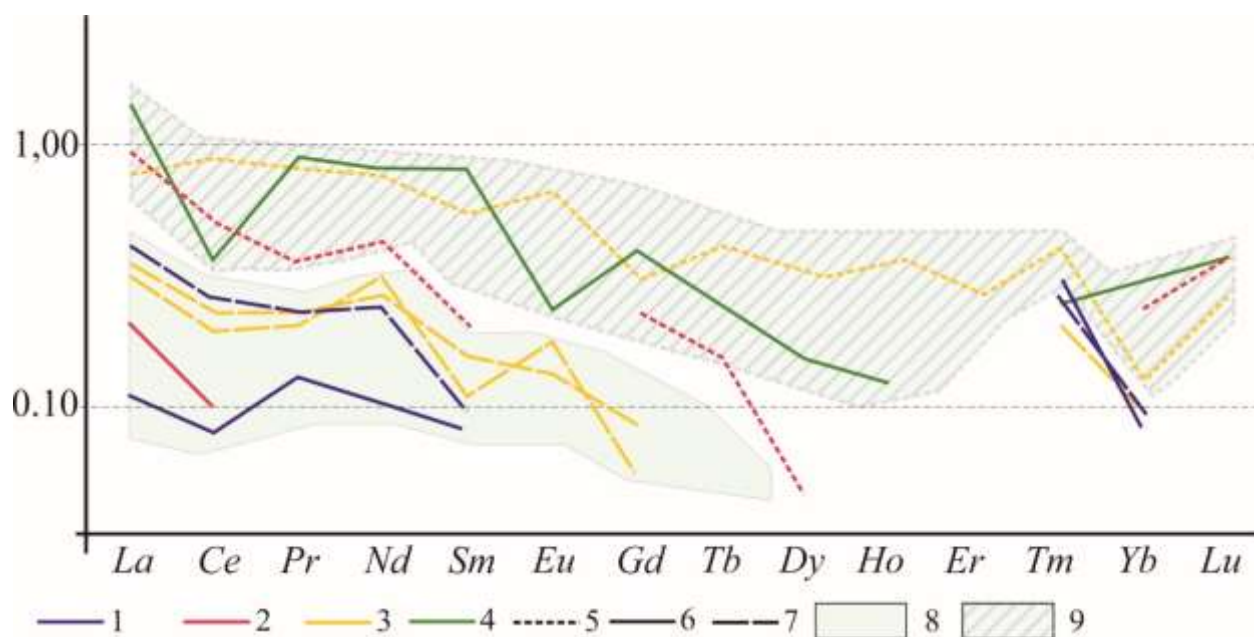


Рис. 39. Хондрит-нормализованные (McDonough, Sun, 1995) содержания редкоземельных элементов в дунитах клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала: 1 – Нижнетагильского, 2 – Светлоборского, 3 – Вересовоборского, 4 – Каменушенского; зернистость: 5 – мелкозернистые, 6 – среднезернистые, 7 – крупнозернистые и пегматоидные. Поля дунитов: 8 – крупнозернистых и пегматоидных, 9 – мелкозернистых или мелко-среднезернистых

Таблица 11

Содержание редкоземельных элементов в дунитах в г/т

массивы	Нижнетагильский		Светлоборский		Вересовоборский				Каменушенский		
Зерн-сть	С.-з.	Ми-т.	М.-з.	С.-з.	М.-з.	С.-з.	К.-з.	Пегм.	С.м.-з.	С.-з.	К.-з.
La	0.026	0.097	0.220	0.049	0.180	–	0.075	0.084	0.350	–	–
Ce	0.048	0.160	0.310	0.060	0.550	–	0.120	0.140	0.220	–	–
Pr	0.012	0.021	0.033	–	0.075	–	0.019	0.021	0.084	–	–
Nd	0.046	0.110	0.170	0.030	0.350	0.013	0.140	0.120	0.370	–	0.018
Sm	0.012	0.014	0.019	–	0.081	–	0.016	0.023	0.120	–	–
Eu	–	–	–	–	0.037	–	0.010	0.007	0.013	0.006	–
Gd	–	0.013	0.037	–	0.041	–	0.011	0.017	0.077	–	–
Tb	0.006	–	0.005	–	0.015	–	–	–	0.009	–	–
Dy	–	–	0.011	0.010	0.040	–	–	0.014	0.037	–	–
Ho	–	–	–	–	0.027	0.007	–	–	0.007	0.010	0.014
Er	–	–	–	–	0.029	–	–	–	–	–	–
Tm	0.007	0.007	–	–	0.010	–	–	0.005	0.006	–	–
Yb	0.013	0.015	0.038	0.023	0.020	–	0.027	0.015	0.048	–	–
Lu	–	–	0.009	–	0.007	–	–	–	0.009	–	–

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения. З-сть – зернистость дунитов: М.-з. – мелкозернистые, С.-з. – среднезернистые, К.-з. – крупнозернистые, Пегм – пегматиты, Ми-т. – пегматиты миаролитовые

Элементы платиновой группы. Для оценки распределения платины в дунитах, не содержащих хромит-платиновой минерализации, целесообразно рассмотреть скважину № 055, пробуренную в дунитах Светлоборского массива. Скважина последовательно вскрывает среднезернистые равномернозернистые дуниты, порфировидные средне-крупнозернистые дуниты, крупнозернистые дуниты и на небольшом интервале около 1,5 м пересекает тело дунитовых пегматитов (рис. 40). Большинство дунитов, вскрытых скважиной, содержат 2–3% хромшпинелида и только в области фациального перехода

равномерно-среднезернистых дунитов к порфировидным средне-крупнозернистым дунитам его содержание возрастает до 7–8%. Наименьшими содержаниями платины характеризуется интервал (187,7–198,2 м, $C_{\text{сред}}=0,032$ г/т Pt) на котором пересечены крупнозернистые дуниты, содержащие тела дунитовых пегматитов. Чуть большие содержания платины (около 0,070 г/т) характерны для среднезернистых дунитов. Существенно повышенные содержания платины выявлены в порфировидных средне-крупнозернистых дунитах, окружающих тело крупнозернистых дунитов. Максимальная концентрация платины установлена на интервале распространения повышенной вкрапленности акцессорного хромшпинелида в дунитах (27,3–62,0 м, $C_{\text{сред}}=0,180$ г/т Pt).

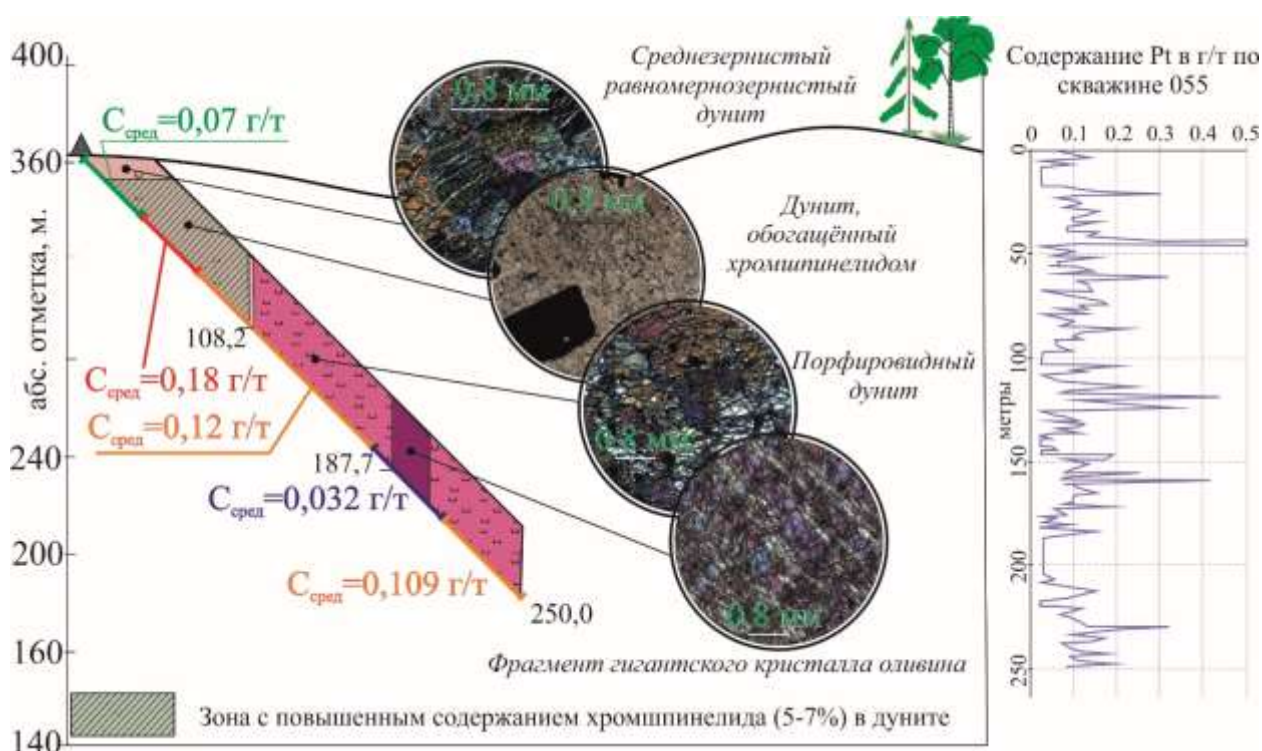


Рис. 40. Характер распределения платины в дунитах, отличающихся по зернистости, скважина № 055, участок Вершинный, Светлоборский массив

Среднее содержание платины в дунитах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов составляет 0,023, 0,041 и 0,045 г/т соответственно. При этом содержание платины (табл. 12) убывает от мелкозернистых и среднезернистых дунитов (среднее 0,051 г/т) к грубозернистым и пегматоидным разновидностям (среднее содержание 0,021 г/т). Характер распределения элементов платиновой группы в хромититах и дунитах аналогичен распределению высоkozарядных и редкоземельных элементов.

Таблица 12

Содержание элементов платиновой группы в дунитах в мг/т

№	описание	проба	Os	Ir	Ru	Rh	Pt *	Pd	Au
11	М-з.	СБ-114	12.0	21.0	н.п.о.	н.п.о.	33.0	2,10	2,80
12	С-з.	СБ-116	н.п.о.	4.50	2.90	н.п.о.	13.0	38,0	6.30
13	М-з	ВБ-2	н.п.о.	4.70	0.90	н.п.о.	28.0	н.п.о.	4.60
14	С-з.	ВБ-24	11.0	4.3	1.70	н.п.о.	88.5	н.п.о.	н.п.о.
15	Г-з.	СБ-113	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	5.00	2,10	н.п.о.
16	Пегм.	СБ-111	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	42.0	н.п.о.	4.10
17	С-з.	КР-48	14.0	22.9	н.п.о.	н.п.о.	61.0	н.п.о.	8.60
18	С-з.	КР-68	н.п.о.	23.3	2.40	н.п.о.	44.1	н.п.о.	3.70
19	Г-з.	КР-69	н.п.о.	17.7	0.80	н.п.о.	17.2	н.п.о.	16.6
Среднее значение			7.3	10.0	1.4	н.п.о.	36.9	14.1	6.7
Нижние пределы обнаружения			10	2	2	2	2	2	2

Примечание. Pt* – по данным ICP-MS (Центральная лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ»), н.п.о – ниже предела обнаружения; хромититы: масс. – массивный, пр.-вкр. – прожилково-вкрапленный; дуниты: М-з. – мелкозернистые, С-з. – среднезернистые, Г-з. – грубозернистые, Пегм. – пегматоидные.

Сравнительная характеристика вещественного состава дунитов. Обобщая материалы, характеризующие вещественный состав дунитов из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала следует подчеркнуть отчётливо выраженную их петрохимическую зональность, обусловленную с одной стороны положением в структуре дунитового «ядра», с другой – структурно-текстурными особенностями пород. Изменение состава дунитов по главным петрогенным компонентам обусловлено составом породообразующего оливина, содержанием второстепенных или аксессуарных клинопироксена и хромшпинелида. При анализе состава оливина была установлена наибольшая магнезиальность для зёрен из грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов и наименьшая для мелкозернистых дунитов из краевой части дунитовых «ядер». Это подтверждается результатами определения содержания петрогенных компонентов в дуните. Вариации содержания СаО обусловлены степенью распространённости клинопироксена в дуните. Так при сопоставлении петрохимических данных и петрографических наблюдений для образцов СБ-300 и ВБ-2 установлено максимальное по сравнению с другими дунитами содержание клинопироксена и как следствие наибольшее (5–7%) содержание СаО. Содержание TiO₂ напрямую коррелирует с количеством хромшпинелида в дуните. Соотношение окисной и закисной форм железа, коррелирует, прежде всего, со степенью серпентинизации дунитов, сопровождающейся образованием тонкозернистой магнетитовой сыпи и изменением составов хромшпинелидов от магнезиохромита к феррихромиту (Дрёмов и др., 2018) и хроммагнетиту.

По химическому составу оливин из дунитов всех исследованных зональных массивов Среднего Урала, вмещающих хромит-платиновые рудные зоны, отвечает

форстериту Fo_{90-96} (рис. 41а). Это в целом характерно для оливинов из дунитов Платиноносного пояса Урала (Иванов, 1997; Пушкарёв, 2000; Chashchukhin *et al.*, 2002) и других клинопироксенит-дунитовых массивов складчатых областей (Ланда и др., 2001; Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012). Дунитам из различных зональных массивов свойственна вариация содержания MgO и FeO . Так, наибольшая магнезиальность присуща оливинам из дунитов Нижнетагильского массива (рис. 41б), наименьшая характерна для дунитов Светлоборского массива (рис. 41б). Оливины из дунитов Каменушенского и Вересовоборского массивов занимают некоторое промежуточное положение. Большинство исследователей зональных клинопироксенит-дунитовых массивов (Иванов, 1997; Пушкарёв, 2000; Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012) описывают зональность, выражающуюся в возрастании железистости оливина в дунитах по мере продвижения от центра дунитового «ядра» к его краевым частям. Это установлено и при исследовании химического состава оливина из дунитов зональных массивов Среднего Урала. Оливинам присуща также зависимость содержания MgO от принадлежности дунитов к конкретной структурной разновидности. В более крупнозернистых дунитах оливин характеризуется повышенной магнезиальностью по сравнению с оливином из их мелкозернистых разновидностей. Однако в первом приближении изменение зернистости дунитов происходит в соответствии с петрохимической зональностью дунитового ядра: в центральных частях преобладают крупнозернистые дуниты, в краевых мелкозернистые.

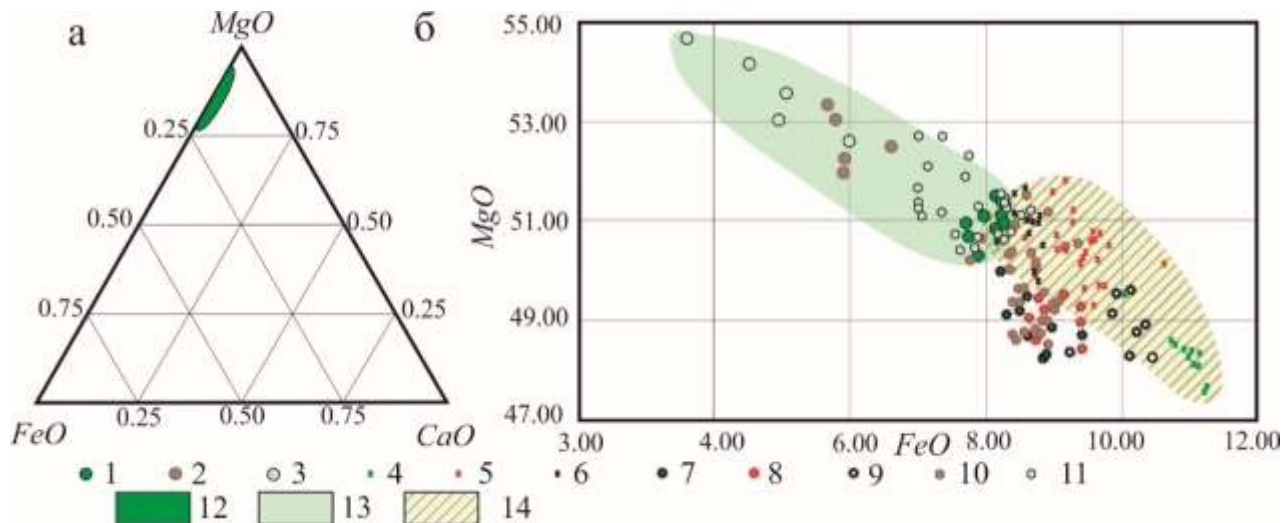


Рис. 41. Диаграмма состава оливина в координатах MgO - FeO - CaO (а) и FeO - MgO (б) из дунитов массивов Нижнетагильского (1–3): 1 – мелкозернистых, 2 – среднезернистых, 3 – крупнозернистых; Светлоборского (4–6): 4 – мелкозернистых, 5 – среднезернистых, 6 – крупнозернистых; Вересовоборского (7–9): 7 – мелкозернистых, 8 – среднезернистых, 9 – крупнозернистых; Каменушенского (10,11): 10 – среднезернистых, 11 – крупнозернистых. Поля составов: 12 – оливины из дунитов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, 13 – оливины Светлоборского массива; 14 – оливины Нижнетагильского массива

Анализируя элементы-примеси, необходимо отметить присутствие CaO в оливинах Нижнетагильского и Вересовоборского массивов со средним содержанием 0,11 мас. %. Низкие содержания кальция характерны для оливинов из дунитов Светлоборского и

Каменушенского массивов. Присутствие этого примесного компонента в оливине является отличительной особенностью дунитов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов (Магматические горные породы ..., 1998; Пушкарёв, 2000) по сравнению с дунитами из альпинотипных массивов.

Содержание примесного NiO в оливинах в среднем составляет 0,12 мас. %. Закономерного изменения его содержания в дунитах, различающихся зернистостью или расположением в структуре дунитового «ядра» не выявлено. В целом содержания NiO в оливинах исследованных массивов отвечают его концентрации в оливинах других зональных клинопироксенит-дунитовых массивов (Иванов, Рудашевский, 1987; Иванов, 1997; Пушкарёв, 2000; Сидоров и др., 2012).

Важной особенностью, установленной для оливинов крупнозернистых и реже среднезернистых дунитов Каменушенского, Вересовоборского и в меньшей степени Светлоборского массивов является широкое распространение структур распада твёрдого раствора с обособлением индивидов магнетита и клинопироксена. Природа возникновения этого вида распада твёрдого раствора детально рассмотрена при изучении дунитов Уктусского массива Е.В. Пушкарёвым (2000). Вхождение в структуру оливина повышенного количества CaO, Al₂O₃, Na₂O, FeO и Fe₂O₃, аккумулирующихся в ходе распада твердых растворов в клинопироксене и магнетите, указывает на повышенную изоморфную ёмкость оливина в процессе кристаллизации. Эта особенность обусловлена, вероятно, повышенными температурами кристаллизации оливина в ходе магматического процесса. Высокая сохранность продуктов распада твёрдого раствора в оливине свидетельствует об отсутствии поздних процессов перекристаллизации дунитов, которые привели бы к очищению оливина от включений и образованию магнетитовых индивидов.

Особенность большинства дунитов – это присутствие в разных количествах интерстициального клинопироксена, в общем не превышающих 5%. По составу он отвечает диопсиду с формулой $(\text{Ca}_{0.97}\text{Na}_{0.02})_{0.99}(\text{Mg}_{0.93}\text{Fe}_{0.06}\text{Al}_{0.01})_{1.00}((\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.05})_{2.00}\text{O}_6)$ и выполняет интерстициальное пространство между индивидами оливина, реже между оливином и хромшпинелидом. Диопсид распространён в дунитах краевых зон дунитовых «ядер», максимально приближённых к клинопироксенитовой оболочке. Исключение составляет Каменушенский массив, где клинопироксен встречается во всех разновидностях дунитов в том числе и в центральной части дунитового «ядра».

Акцессорный хромшпинелид в дунитах присутствует в виде идиоморфных индивидов размером 0,2–0,3 мм, равномерно распределённых по объёму дунита. Среднее содержание хромшпинелида в дунитах составляет 2–3% и может достигать 7–8% в дунитах с порфировидными структурами, вмещающих хромит-платиновые рудные зоны. По

содержанию трёхвалентных катионов проанализированные хромшпинелиды укладываются в типичный для зональных клинопироксенит-дунитовых массивов тренд (Лазаренков и др., 1992) с изменением составов от собственно хромита до хроммагнетита (рис. 42а–в). Для хромшпинелидов из дунитов Вересовоборского массива выявлена зональность с существенным изменением их состава. Это ставит под сомнение целесообразность разделения рудного и акцессорного хромшпинелида на основании изучения их химического состава. В то же время отмечается отчётливая закономерность: наиболее хромистые разновидности хромшпинелида обнаружены в дунитах Нижнетагильского массива, наименее хромистые распространены в дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов.

Содержание TiO_2 во всех акцессорных хромшпинелидах невысокое и не имеет статистически значимой зависимости от структуры дунитов или принадлежности их к определённому массиву. В то же время содержание Al_2O_3 в хромшпинелидах изменяется существенно (рис. 42б, г). Наибольшая глинозёмистость установлена для хромшпинелидов Каменушенского массива, наименьшая присуща хромшпинелидам Светлоборского и Вересовоборского массивов, хромшпинелиды из дунитов Нижнетагильского массива занимают промежуточное положение. Необходимо отметить, что, в отличие от других зональных массивов Среднего Урала, для хромшпинелидов из дунитов Каменушенского массива характерен тренд изменения составов от субферрихромита до субферриалюмохромит, что в большей степени свойственно для дунитов из массивов дунит-гацбургитовой формации (Магматические горные ..., 1998).

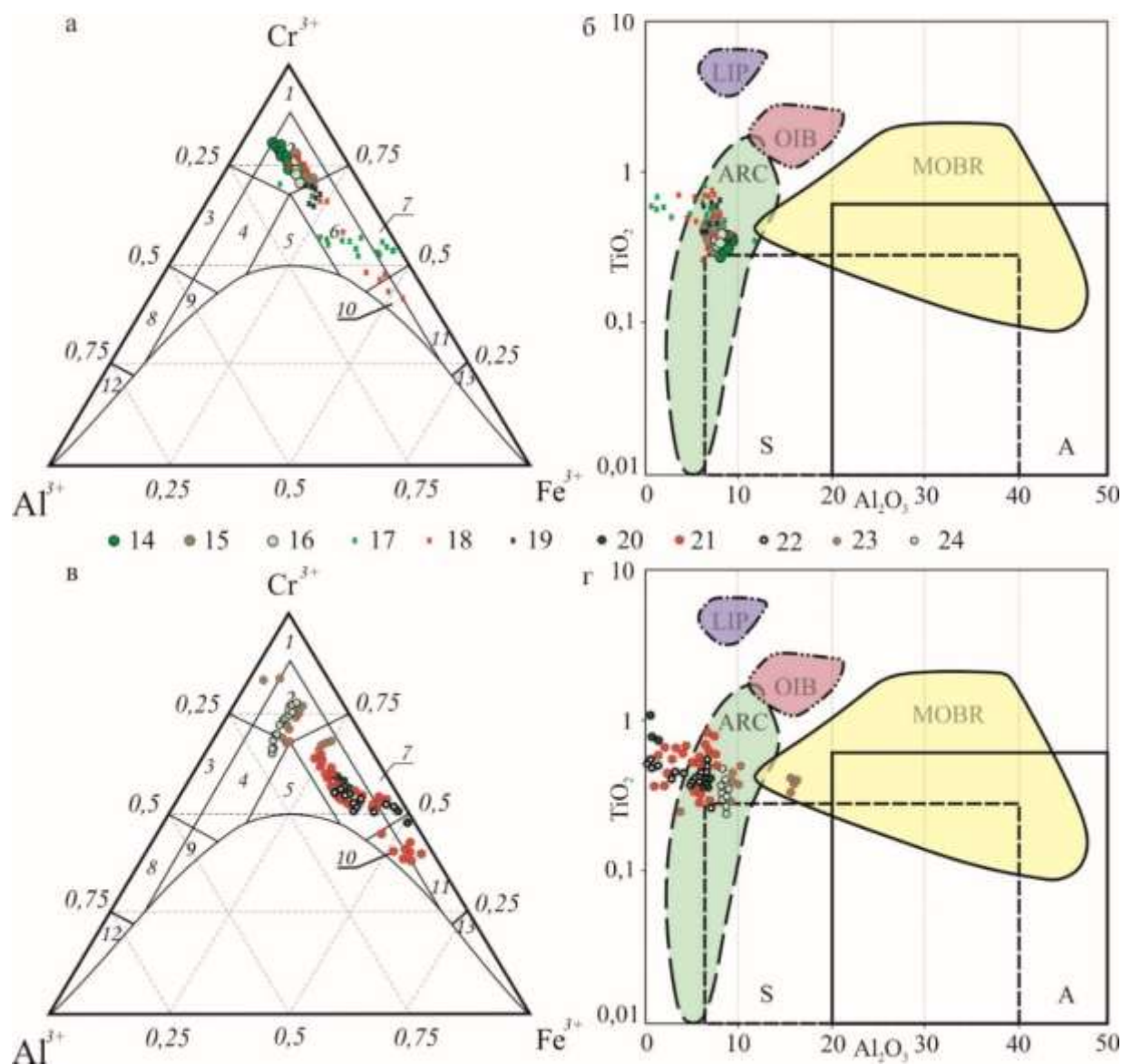


Рис. 42. Положение фигуративных точек – составов хромшпинелидов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) (а) и дискриминационной диаграмме соотношения содержания титана и алюминия (Kamenetsky *et al.*, 2001) (б). 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит; хромшпинелиды из дунитов: 14 – мелкозернистых, 15 – среднезернистых, 16 – крупнозернистых. Поля: LIP — крупные магматические провинции, OIB — базальты океанических островов, ARC — вулканиты островных дуг, MORB — магматические породы срединно-океанических хребтов, А — перидотиты COX, S — перидотиты из надсубдукционных зон

Изменение содержаний двухвалентных катионов в хромшпинелидах и как следствие коэффициент магнезиальности тесно коррелируют с составом оливина, слагающего дуниты. Так наиболее магнезиальные хромшпинелиды характерны для дунитов Нижнетагильского массива (рис. 43), оливины из которых обладают максимальной магнезиальностью по сравнению со всеми клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала. Наименьшая магнезиальность присуща хромшпинелидам из мелкозернистых дунитов Светлоборского массива. В целом такая зависимость химических составов оливина и акцессорного хромшпинелида является доказательством совместной

кристаллизации этих минералов из одного магматического источника, что отвечает результатам, установленным при исследовании дунитов Уктусского массива (Пушкарёв, 2000).

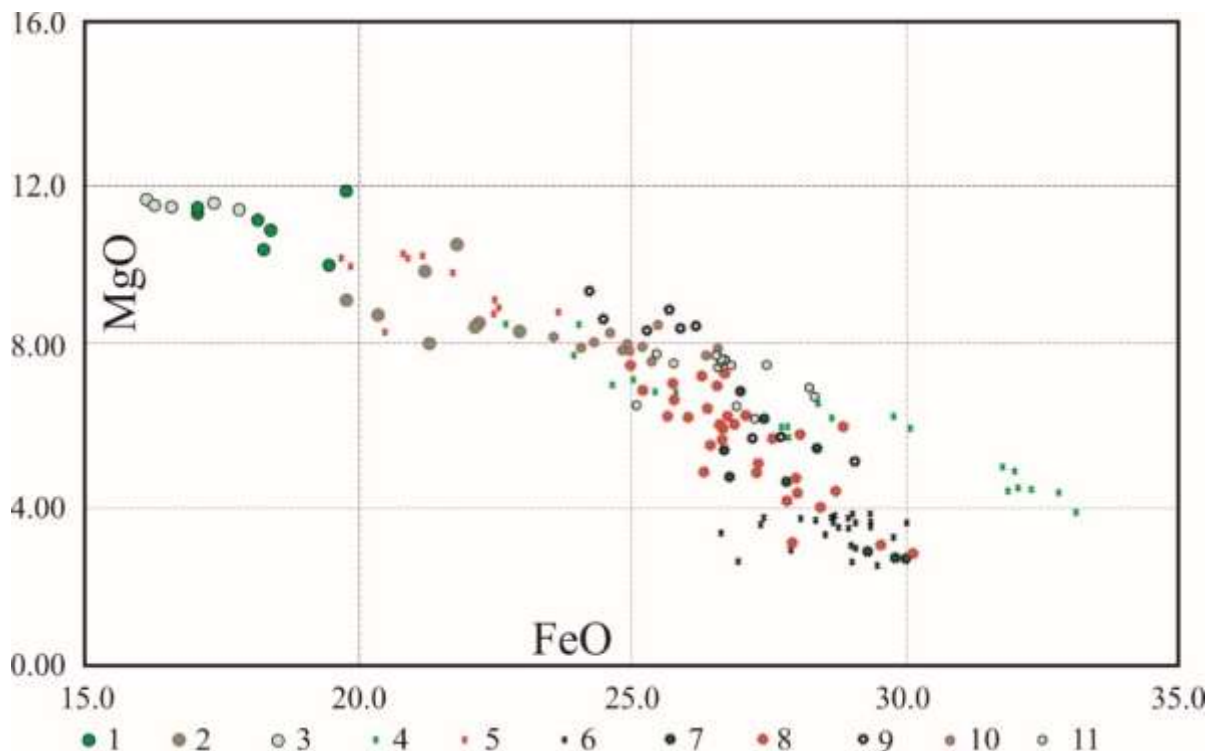


Рис. 43. Фигуративные точки анализов акцессорных хромшпинелидов на графике в координатах MgO–FeO из дунитов массивов: Нижнетагильского (1–3): 1 – мелкозернистых, 2 – среднезернистых, 3 – крупнозернистых; Светлоборского (4–6): 4 – мелкозернистых, 5 – среднезернистых, 6 – крупнозернистых; Вересовоборского (7–9): 7 – мелкозернистых, 8 – среднезернистых, 9 – крупнозернистых; Каменушенского (10–11): 10 – среднезернистых, 11 – крупнозернистых. Поля составов: 12 – оливины из дунитов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, 13 – оливины Светлоборского массива, 14 – оливины Нижнетагильского массива

В акцессорных хромшпинелидах из разных типов дунитов выявлены минеральные включения. Среди них преобладают единичные кристаллы диопсида, реже обнаруживаются срастания диопсида с флогопитом. Иногда в качестве включений встречаются зёрна оливина, обычно замещённого серпентиновым агрегатом.

Дуниты в разной степени подвержены процессам серпентинизации. В среднем содержание серпентина в дунитах не превышает 15–20% от объёма породы. Наибольшая степень серпентинизации присуща дунитам южной части Вересовоборского массива, наименее серпентинизированы дуниты Каменушенского массива. При петрографических наблюдениях установлено несколько типов серпентинизации. Из них преобладает петельчатая серпентинизация оливина. В меньшей степени распространена серпентинизация, сопровождающаяся формированием прожилковых скоплений. Часто эти прожилки, в отличие от петельчатых агрегатов серпентина, обогащены тонкодисперсным магнетитовым агрегатом. В случае, когда прожилок серпентина пересекает скопление хромшпинелида, последний подвергается растворению и замещению магнетитовым

агрегатом. Важно отметить, что в серпентиновых прожилках в дунитах широкое распространение получают минералы меди и никеля. Для серпентинизированных дунитов Нижнетагильского массива выявлены единичные мелкие вкрапления халькозина и самородной меди (рис. 44а). Для дунитов из всех массивов характерно широкое распространение в серпентиновой массе пирротина и пентландита (рис. 44б), а также вайрауита и аваруита (рис. 44в); реже в серпентине обнаруживаются минералы группы тетраферроплатины (рис. 44г).

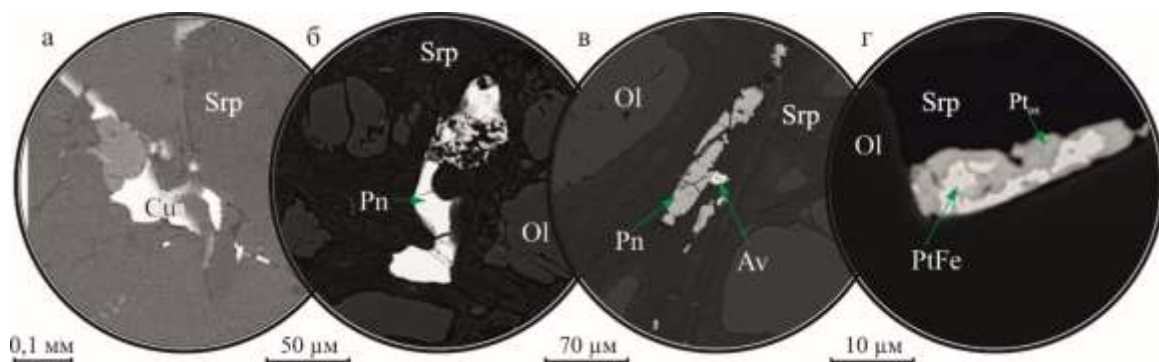


Рис. 44. Микрофотографии минералов сопровождающие серпентинизацию дунита. Srp – серпентин, Ol – оливин, Pn – пентландит, Cu – самородная медь, Av – аваруит, PtFe – тетраферроплатина, Pt_{ox} – оксид платины

Исследованные дуниты обладают крайне низкими содержаниями редкоземельных элементов. Этот факт подтверждается минералогическими исследованиями, в ходе которых не были установлены минералы концентраторы высокозарядных и редкоземельных элементов. Так, для высокозарядных элементов, включая РЗЭ, средние содержания в разы могут уступать содержаниям аналогичных элементов в хондрите CI или примитивной мантии. При всех аналитических трудностях намечается тенденция к наибольшему содержанию элементов-примесей в мелкозернистых разновидностях дунитов с минимальными содержаниями в грубозернистых дунитах и дунитовых пегматитах.

Сравнительная характеристика содержания высокозарядных и редкоземельных элементов в дунитах исследуемых массивов Среднего Урала и дунитах других зональных массивов Платиноносного пояса Урала и Корякии позволяет говорить об их идентичности. Большинство исследователей (Пушкарёв, 2000; Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2013; Ферштатер, 2013; Пилюгин и др., 2015) отмечают крайне низкую концентрацию рассматриваемых элементов-примесей в дунитах.

Характер распределения элементов платиновой группы аналогичен распределению других элементов примесей и прежде всего высокозарядных элементов. В крупнозернистых и пегматоидных дунитах выявлены наименьшие концентрации платины, в среднезернистых и мелкозернистых наибольшие. Среднее содержание ЭПГ в мелкозернистых и среднезернистых дунитах варьирует в пределах от 0,05 до 0,06 г/т. Аналогичные

содержания установлены для дунитов из большинства зональных массивов Платиноносного пояса Урала (Дюпарк, 1913; Высоцкий, 1923; Заварицкий, 1928; Пушкарёв, 2000; Пилюгин и др., 2015;). Фоновые содержания платины в дунитах из клинопироксенит-дунитовых массивов Корякского региона также варьируют в пределах от 0,05 до 0,1 г/т (Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012).

Для проанализированных дунитов установлено преобладание платины над другими элементами платиновой группы. Эта черта характерна для дунитов зональных массивов Урало-Аляскинского типа (Пушкарёв, 2000; Вильданова и др., 2002; Фершатер, 2013) и отличает их от ультрамафитов офиолитовой ассоциации. Нередко наряду с платиной в дунитах отмечаются повышенные содержания иридия, что в целом подчёркивает Ir-Pt геохимическую специфику ультрамафической части зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, установленную по результатам изучения россыпной платиновой минерализации в пределах Корякского нагорья (Мочалов, 2002)

4.5. Вещественный состав хромититов

С целью характеристики вещественного состава хромититов основное внимание было уделено исследованию составов рудных хромшпинелидов и характеру распределения в них элементов-примесей. Петрохимическая характеристика хромититов нецелесообразна в связи с отсутствием разработанной номенклатуры для пород, состоящих из оксидов.

Состав хромшпинелида в хромититах. Прежде чем рассматривать особенности составов хромшпинелидов из хромититов необходимо отметить, что большинство их индивидов не обладают ярко выраженной зональностью. В редких случаях отмечается контрастная смена составов хромшпинелида с увеличением магнетитового минала к краевой части зерна. Возможно причиной возникновения такой зональности является изменение состава хромшпинелида при серпентинизации, однако для ряда образцов хромшпинелидов из Каменушенского массива, заключённых в Pt-Fe минералы, что исключает их контакт с окружающими серпентинизированными породами, также была выявлена аналогичная зональность (рис. 45). Этот факт позволяет предполагать формирование этих зональных индивидов хромшпинелидов непосредственно в результате прямой кристаллизации, а не вследствие метасоматического преобразования при серпентинизации.

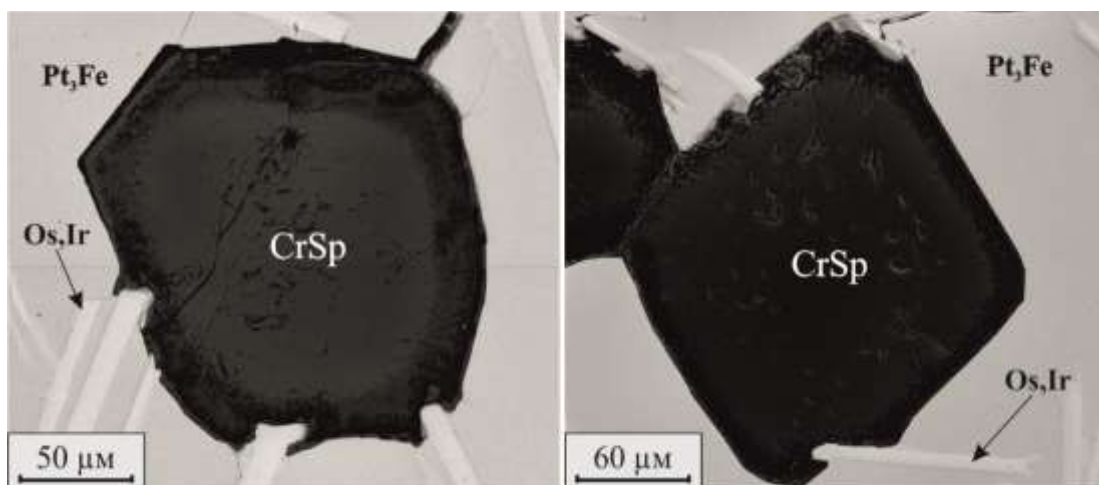


Рис. 45. Зональные кристаллы хромшпинелида (CrSp) в Pt-Fe матрице (Pt₃Fe). Os, Ir – самородный осмий

Состав хромшпинелидов из прожилково-вкрапленных и массивных жильных хромититов (табл. 13) имеет ряд отличительных черт по сравнению с акцессорным хромшпинелидом из дунитов. Так, для хромшпинелидов, слагающих массивные жильные хромититы Нижнетагильского массива, характерна пониженная хромистость относительно акцессорного хромшпинелида из дунитов (рис. 46a). В Светлоборском массиве наблюдается обратная закономерность (рис. 46a). Состав хромшпинелида из хромититов Вересовоборского массива по содержанию трёхвалентных катионов аналогичен составу

акцессорного хромшпинелида из дунитов (рис 46в). Не существенно отличается состав хромшпинелидов из хромититов и дунитов Каменушенского массива (рис. 46в). Важно отметить, что по Ti–Al отношению (рис. 46в, г) хромшпинелиды из хромититов расположены в полях составов отвечающих акцессорным хромшпинелидам из дунитов.

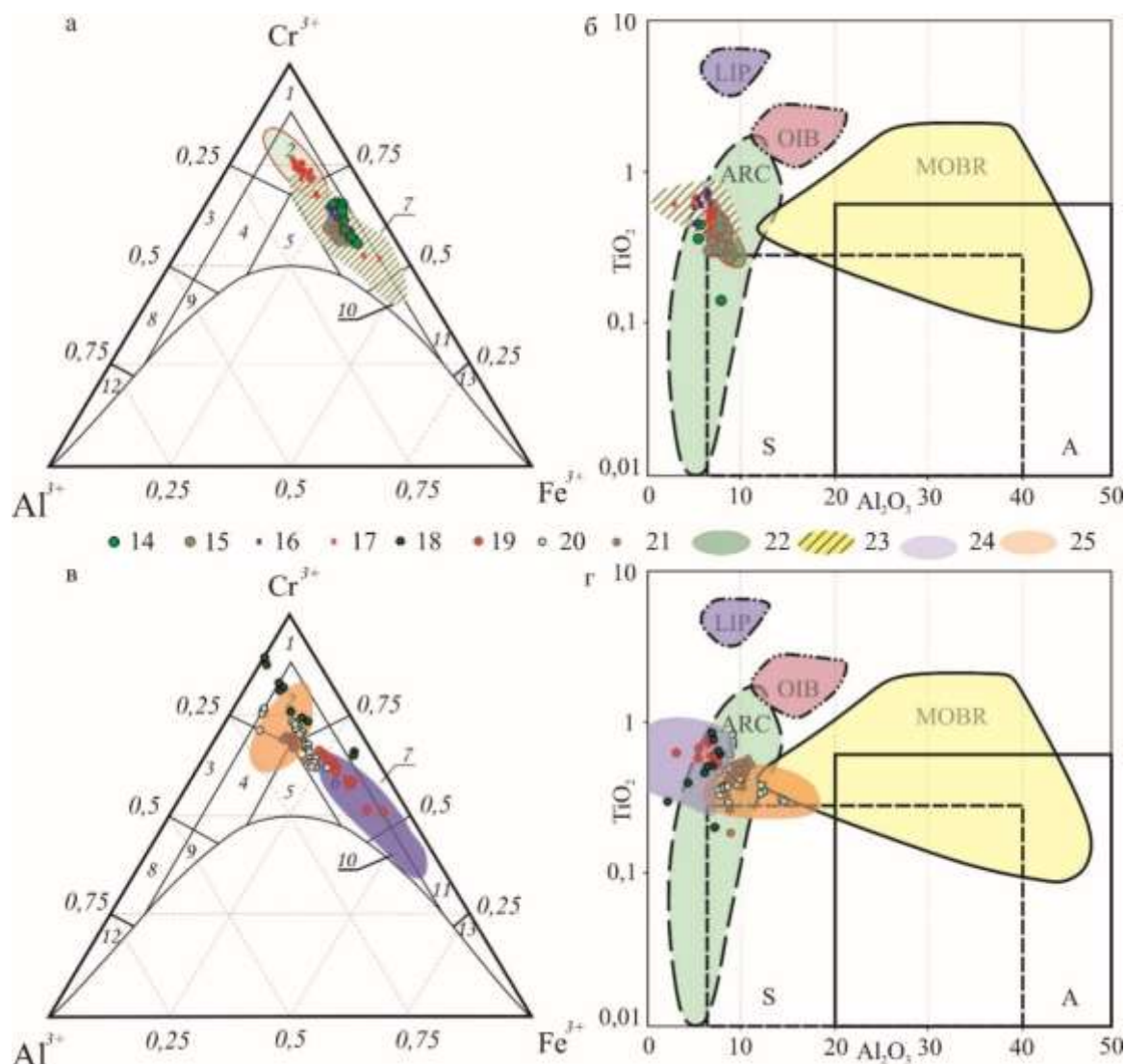


Рис. 46. Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) (а, в) и дискриминационной диаграмме соотношения содержаний титана и алюминия (Kamenetsky *et al.*, 2001) (б, г). 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит. Хромшпинелиды из хромититов массив: Нижнетагильского (14 – платиноносного, 15 – не платиноносного); Светлоборского (16 – платиноносного, 17 – не платиноносного); Вересовоборского (18 – платиноносного, 19 – не платиноносного); Каменушенского (20 – платиноносного, 21 – не платиноносного). Поля составов акцессорных хромшпинелидов из дунитов массивов: 22 – Нижнетагильского, 23 – Светлоборского, 24 – Вересовоборского, 25 – Нижнетагильского; LIP — крупные магматические провинции, OIB — базальты океанических островов, ARC — вулканы островных дуг, MORB — магматические породы срединно-океанических хребтов, А — перидотиты COX, S — перидотиты надсубдукционных зон

Таблица 13

Химический состав хромшпинелидов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала в мас. %

№	Шифр	MgO	MnO	FeO	NiO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Σ	Cr#	Mg#	Формула
Нижнетагильский массив													
1	HT91_1-1	11.00	0.34	22.7	0.11	9.14	0.41	51.03	5.02	99.86	0.85	0.33	(Mg _{0.53} Fe _{0.43} Mn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.33} Al _{0.35} Fe _{0.32} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
2	HT91_1-2	10.78	0.35	24.08	0.07	9.18	0.46	51.2	4.26	100.4	0.85	0.31	(Mg _{0.54} Fe _{0.44} Mn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.33} Al _{0.35} Fe _{0.33} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
3	HT73_1-5	10.39	0.32	21.62	0.17	7.55	0.36	50.4	8.28	99.14	0.87	0.32	(Mg _{0.53} Fe _{0.45} Mn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.34} Al _{0.30} Fe _{0.30} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
4	HT94_1-3	10.42	0.29	23.63	—	5.88	0.46	56.58	2.86	100.18	0.91	0.31	(Mg _{0.53} Fe _{0.45} Mn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.48} Al _{0.23} Fe _{0.28} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
5	HT94_1-4	12.31	0.23	21.48	0.13	7.76	0.48	53.31	4.13	99.95	0.87	0.36	(Mg _{0.61} Fe _{0.39} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.38} Al _{0.30} Fe _{0.30} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
6	HT 15.3	10.97	—	23.37	—	7.1	0.52	54.7	3.41	100.07	0.89	0.32	(Mg _{0.53} Fe _{0.46} Mn _{0.00}) _{1.01} (Cr _{1.43} Al _{0.28} Fe _{0.27} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
7	HT 54.1	11.6	0.49	22.8	—	7.13	0.37	56.29	1.55	100.23	0.89	0.34	(Mg _{0.57} Fe _{0.41} Mn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.46} Al _{0.28} Fe _{0.26} Ti _{0.01}) _{2.01} O ₄
8	HT 54.2	12.04	—	22.57	—	6.9	0.47	56.3	1.89	100.17	0.89	0.35	(Mg _{0.59} Fe _{0.42} Mn _{0.00}) _{1.01} (Cr _{1.46} Al _{0.27} Fe _{0.25} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
9	HT 25.3	10.45	0.49	25.06	—	7.79	0.35	56.15	0.52	100.81	0.88	0.29	(Mg _{0.53} Fe _{0.48} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.46} Al _{0.30} Fe _{0.27} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
10	HT 25.6	11.57	0.47	21.31	—	7.04	0.36	55.38	3.29	99.42	0.89	0.35	(Mg _{0.58} Fe _{0.42} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.45} Al _{0.28} Fe _{0.25} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
11	HT 25.7	10.71	—	23.37	—	7.56	0.42	55.63	2.19	99.88	0.88	0.31	(Mg _{0.53} Fe _{0.48} Mn _{0.00}) _{1.01} (Cr _{1.46} Al _{0.30} Fe _{0.22} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
Светлоборский массив													
12	C-8/1	5.79	0.64	28.3	—	10.4	—	40.1	16.1	101.89	0.79	0.17	(Fe _{0.72} Mg _{0.28} Mn _{0.02}) _{1.02} (Cr _{1.13} Al _{0.44} Fe _{0.42}) _{1.98} O ₄
13	C-8/4	4.58	0.74	31.4	—	9.35	0.45	35.15	20.3	101.97	0.79	0.13	(Fe _{0.81} Mg _{0.22}) _{1.03} (Cr _{1.01} Fe _{0.53} Al _{0.40} Mn _{0.02} Ti _{0.01}) _{1.98} O ₄
14	C-3/1	8.63	0.43	23.5	—	7.05	0.55	50.37	11.45	101.98	0.88	0.27	(Fe _{0.61} Mg _{0.40} Mn _{0.01}) _{1.02} (Cr _{1.36} Fe _{0.33} Al _{0.28} Ti _{0.01}) _{1.98} O ₄
15	C-3/2	8.77	0.68	22.45	—	6.48	0.47	50.15	12.7	101.7	0.88	0.28	(Fe _{0.61} Mg _{0.39} Mn _{0.02}) _{1.02} (Cr _{1.37} Fe _{0.34} Al _{0.27} Ti _{0.01}) _{1.98} O ₄
16	C-3/4	10.2	0.82	20.8	—	6.78	0.7	49.75	13.1	101.95	0.88	0.33	(Fe _{0.56} Mg _{0.43} Mn _{0.02}) _{1.01} (Cr _{1.33} Fe _{0.36} Al _{0.28} Ti _{0.02}) _{1.99} O ₄
17	C-0/1	4.14	0.44	24	0.12	5.45	0.6	40.6	22.7	98.05	0.88	0.15	(Fe _{0.80} Mg _{0.21} Mn _{0.01}) _{1.02} (Cr _{1.21} Fe _{0.50} Al _{0.25} Ti _{0.02}) _{1.99} O ₄
18	C-0/2	9.59	0.23	18.9	0.2	6.59	0.73	45.5	18.3	100.04	0.87	0.34	(Fe _{0.59} Mg _{0.39} Mn _{0.01}) _{0.99} (Cr _{1.28} Fe _{0.43} Al _{0.27} Ti _{0.02}) _{2.01} O ₄
19	C-0/3	9.41	0.12	18	0.11	6.6	0.74	44.9	19.3	99.18	0.87	0.34	(Fe _{0.60} Mg _{0.43}) _{1.02} (Cr _{1.24} Fe _{0.44} Al _{0.28} Ti _{0.02}) _{1.99} O ₄

Вересовоборский массив													
20	B-6/1	8.54	0.14	18.1	0.08	7.23	0.81	42.9	21.4	99.14	0.86	0.32	(Fe _{0.58} Mg _{0.41}) _{0.99} (Cr _{1.20} Fe _{0.47} Al _{0.30} Ti _{0.02}) _{2.01} O ₄
21	B-6/2	8.23	0.16	17.4	0.12	6.78	0.69	45.3	22.1	100.83	0.87	0.32	(Fe _{0.62} Mg _{0.40}) _{1.02} (Cr _{1.27} Fe _{0.44} Al _{0.28} Ti _{0.02}) _{2.00} O ₄
22	B-6/3	7.89	0.26	15.9	—	6.52	0.71	47.7	20.9	100.04	0.88	0.33	(Fe _{0.63} Mg _{0.39} Mn _{0.01}) _{1.04} (Cr _{1.33} Fe _{0.37} Al _{0.27} Ti _{0.02}) _{1.98} O ₄
23	B-1	9.54	0.23	17.8	0.2	6.55	0.73	45.2	19.1	99.39	0.87	0.35	(Fe _{0.57} Mg _{0.42} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.28} Fe _{0.45} Al _{0.28} Ti _{0.02}) _{2.03} O ₄
24	B-1/1	9.36	0.12	16.9	0.11	6.57	0.74	44.7	20	98.55	0.87	0.36	(Fe _{0.58} Mg _{0.41}) _{0.99} (Cr _{1.27} Fe _{0.44} Al _{0.28} Ti _{0.02}) _{2.01} O ₄
25	B-1/2	9.32	0.23	17.3	0.17	6.59	0.75	45.1	19.5	98.91	0.87	0.35	(Fe _{0.58} Mg _{0.42} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.21} Fe _{0.41} Al _{0.28} Ti _{0.02}) _{2.00} O ₄
26	B-1/3	9.43	0.12	16.9	0.07	6.75	0.77	46.3	19.1	99.47	0.87	0.36	(Fe _{0.57} Mg _{0.44}) _{1.02} (Cr _{1.28} Fe _{0.41} Al _{0.28} Ti _{0.02}) _{2.00} O ₄
Каменушенский массив													
27	K-7.1	6.89	0.19	20.7	0.18	10.4	0.52	45.7	14.6	99.08	0.82	0.25	(Fe _{0.70} Mg _{0.33} Mn _{0.01}) _{1.04} (Cr _{1.27} Al _{0.43} Fe _{0.24} Ti _{0.01}) _{1.96} O ₄
28	K-7.2	6.32	0.12	20.6	0.12	11.2	0.45	45.9	14.5	99.22	0.8	0.23	(Fe _{0.71} Mg _{0.30}) _{1.01} (Cr _{1.27} Al _{0.46} Fe _{0.24} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄
29	K-7.3	8.25	0.19	18.8	—	10.6	0.39	49.1	12.9	100.31	0.82	0.31	(Fe _{0.62} Mg _{0.40} Mn _{0.01}) _{1.03} (Cr _{1.33} Al _{0.43} Fe _{0.20} Ti _{0.01}) _{1.97} O ₄
30	K-0.2	9.31	0.16	17.9	0.12	10.3	0.5	51.6	10.6	100.64	0.83	0.34	(Fe _{0.59} Mg _{0.44}) _{1.03} (Cr _{1.38} Al _{0.41} Fe _{0.16} Ti _{0.01}) _{1.97} O ₄
31	K-0.3	5.79	0.29	23.8	0.12	9.95	0.38	44.8	15.5	100.61	0.82	0.2	(Fe _{0.77} Mg _{0.28} Mn _{0.01}) _{1.06} (Cr _{1.25} Al _{0.42} Fe _{0.26} Ti _{0.01}) _{1.93} O ₄
32	5_13	5.89	0.58	21.7	—	8.46	0.41	35.9	26.3	99.29	0.81	0.21	(Fe _{0.68} Mg _{0.30} Mn _{0.02}) _{1.06} (Cr _{1.06} Fe _{0.57} Al _{0.37} Ti _{0.01}) _{2.00} O ₄
33	5_16	6.56	0.78	24	0.23	7.72	0.36	49.1	12	100.82	0.86	0.21	(Fe _{0.71} Mg _{0.32} Mn _{0.02}) _{1.05} (Cr _{1.37} Al _{0.33} Fe _{0.23} Ti _{0.01}) _{1.95} O ₄
34	K-0.1	9.3	0.1	18	0.15	10.2	0.53	51.5	10.7	100.52	0.83	0.34	(Fe _{0.57} Mg _{0.44}) _{1.01} (Cr _{1.38} Al _{0.41} Fe _{0.16} Ti _{0.01}) _{1.96} O ₄

Примечание. Типы: 1 – акцессорный хромшпиннелл в дуните, 2 – хромшпиннелл из прожилково-вкрапленных или массивных хромитов, 3 – хромшпиннелл срастающийся или заключённый в Pt-Fe минералы. Прочерк – ниже предела обнаружения. Формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Прибор: CamebaxSX 50. Аналитик: Д.А. Ханнин.

Состав хромшпинелидов из массивных хромититов, как без видимых скоплений Pt-Fe минералов, так и содержащих макровыделения изоферроплатины, в большинстве случаев не имеет существенных различий. Исключение составляют лишь хромшпинелиды Вересовоборского массива, заключённые в агрегат Pt-Fe минералов. Они обладают повышенной хромистостью (см. рис. 47в) и, как следствие, пониженными содержаниями Fe_2O_3 при выдержанном содержании алюминия (см. рис. 47г).

По двухвалентным катионам состав акцессорного хромшпинелида из дунитов и слагающего хромититы Каменушенского и Светлоборского массивов различается (рис. 47). Для хромшпинелидов из хромититов Нижнетагильского и Вересовоборского массивов отмечается частичное соответствие их состава акцессорному хромшпинелиду (рис. 47).

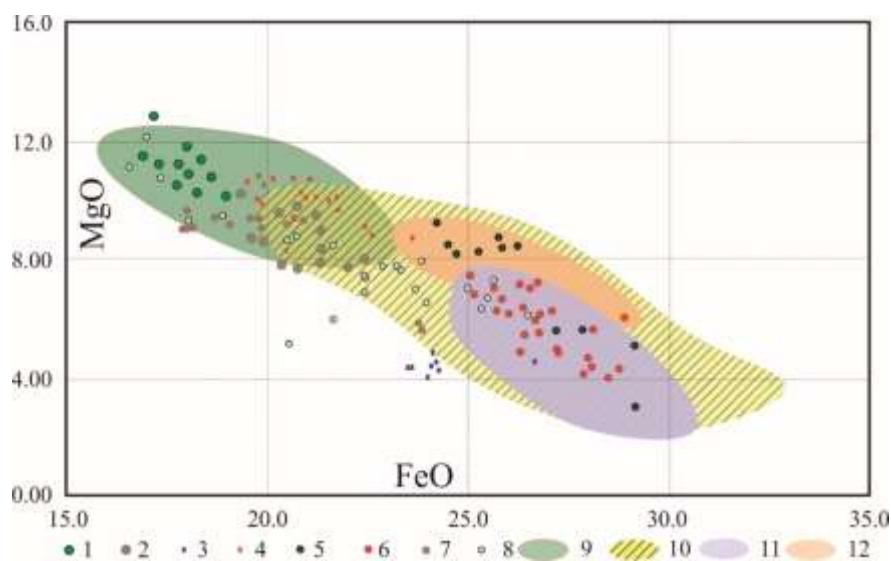


Рис. 47. Расположение фигуративных точек анализов хромшпинелидов из хромититов на графике MgO–FeO из хромититов массивов: Нижнетагильского (1–2): 1 – платиноносных, 2 – не платиноносных; Светлоборского (3–4): 3 – платиноносных, 4 – не платиноносных; Вересовоборского (5–6): 5 – платиноносных, 6 – не платиноносных; Каменушенского (7–8): 7 – платиноносных, 8 – не платиноносных. Поля составов акцессорных хромшпинелидов из дунитов массивов: 9 – Нижнетагильского, 10 – Светлоборского, 11 – Вересовоборского, 12 – Каменушенского

Элементы-примеси в хромититах. Для анализа геохимических особенностей хромититов были отобраны 10 образцов массивных жильных хромититов из дунитов Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов. Содержания элементов-примесей в хромититах Нижнетагильского массива взяты из литературных источников (Пилюгин, 2013). Для описания характера распределения и содержания примесных элементов в хромититах, как и для дунитов, была использована номенклатура химических элементов, предложенная Е.В. Складчиковым с соавторами (Интерпретация ..., 2001). Для оценки взаимосвязи платиноносности хромититов с распределением элементов-примесей все пробы были подразделены на условно «бедные» хромититы с содержанием $\text{Pt} < 3$ г/т и «богатые», содержащие более 3 г/т Pt.

Транзитные элементы. Хромититы из разных клинопироксенит-дунитовых массивов по среднему содержанию транзитных элементов (Sc, Co, Ni, Cu, Zn) (табл. 14) не имеют статистически значимых различий (рис. 48а). При сравнении хромититов в разной степени обогащённых платиной из одного массива также не выявлено отличительных черт. Обогащённые платиной хромититы Нижнетагильского (рис. 48б) и Вересовоборского (рис. 48г) массивов по концентрации и распределению транзитных элементов не отличаются от «бедных» платиной хромититов. В то же время «богатые» хромититы Светлоборского и Каменушенского (рис. 48г) массивов по сравнению с хромититами, обладающими рядовыми содержаниями платины ощутимо обогащены Co, Ni и Cu. При сравнении средних содержаний транзитных элементов в хромититах установлено, что обогащённые платиной хромититы в среднем содержат относительно большее количество Ni, Co, Cu и Zn по сравнению с хромититами характеризующимися рядовыми содержаниями Pt (рис. 48е).

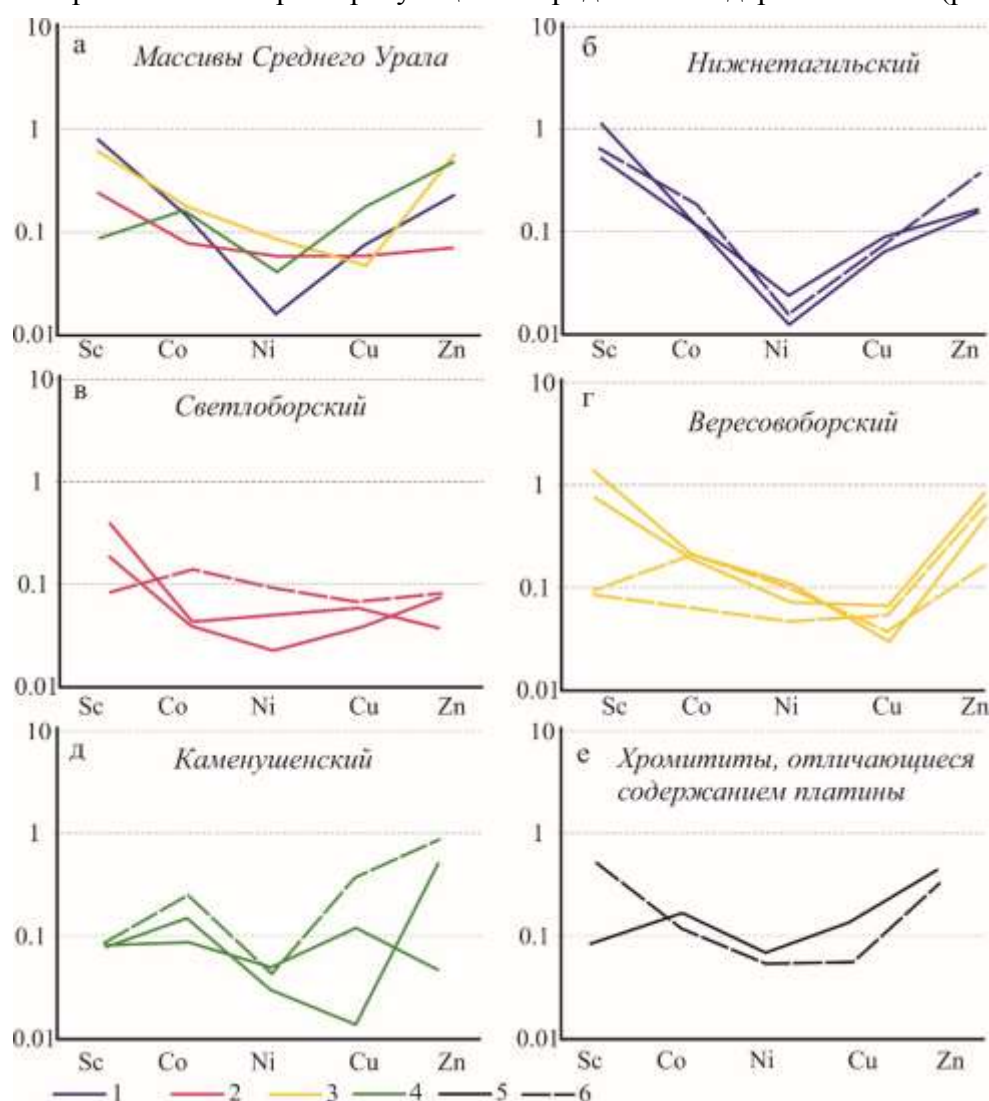


Рис. 48. Хондрит-нормализованные (McDonough, Sun, 1995) спектры распределения транзитных элементов в хромититах из разных клинопироксенит-дунитовых массивов: 1 – Нижнетагильского, 2 – Светлоборского, 3 – Вересовоборского, 4 – Каменушенского; отличающихся по содержанию платины: 5 – менее 3 г/т, 6 – более 3 г/т

Таблица 14

Содержание транзитных элементов в хромититах, г/т

№	№ пр.	Массив	Тип	Sc	Co	Ni	Cu	Zn
1	СБ-125	С.б.	Массивный жильный	2.41	23.10	552.0	7.52	11.80
2	СБ-126	С.б.	Массивный жильный	1.15	20.30	247.0	4.72	24.50
3	КР-032	С.б.	Массивный жильный с Pt	0.54	71.70	976.0	8.27	26.20
4	СБ-130	В.б.	Массивный жильный	4.72	98.10	775.0	7.94	278.0
5	СБ-135	В.б.	Массивный жильный	8.56	107.0	1100.0	3.67	159.0
6	КР-106	В.б.	Массивный жильный с Pt	–	104.0	1080.0	4.44	51.40
7	СКВ-109	В.б.	Массивный жильный с Pt	0.61	31.90	493.0	6.34	216.0
8	КР-36	К.П.	Прожилково-вкрапленный	0.76	44.40	500.0	14.60	14.90
9	КР-60	К.П.	Массивный жильный	0.62	75.60	310.0	1.67	162.0
10	Хр-Ув	К.П.	Массивный жильный с Pt	–	126.0	443.0	45.90	273.0

Примечание. Массивы: С.б. – Светлоборский, В.б. – Вересовоборский, К.П. – Каменушенский. Массивный жильный с Pt содержит благородных металлов более 3 г/т

Высокозарядные элементы. Содержания высокозарядных элементов (Y, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta) в хромититах (табл. 14) по аналогии с дунитами характеризуются низкими показателями (рис. 49а). Так, для абсолютного большинства хромититов содержания Pb находятся ниже предела обнаружения (табл. 15). Содержания Ta и Nb во всех хромититах находится ниже порога чувствительности метода ICP-MS. Существенно колеблется содержание циркония в хромититах: наблюдаются статистически значимые отличия содержания этого элемента в обогащённых Pt и рядовых хромититах (рис. 49б). Среднее содержания Zr в обогащённых платиной хромититах составляет 10,65 г/т, при 1,55 г/т в хромитах с содержанием Pt менее 3 г/т.

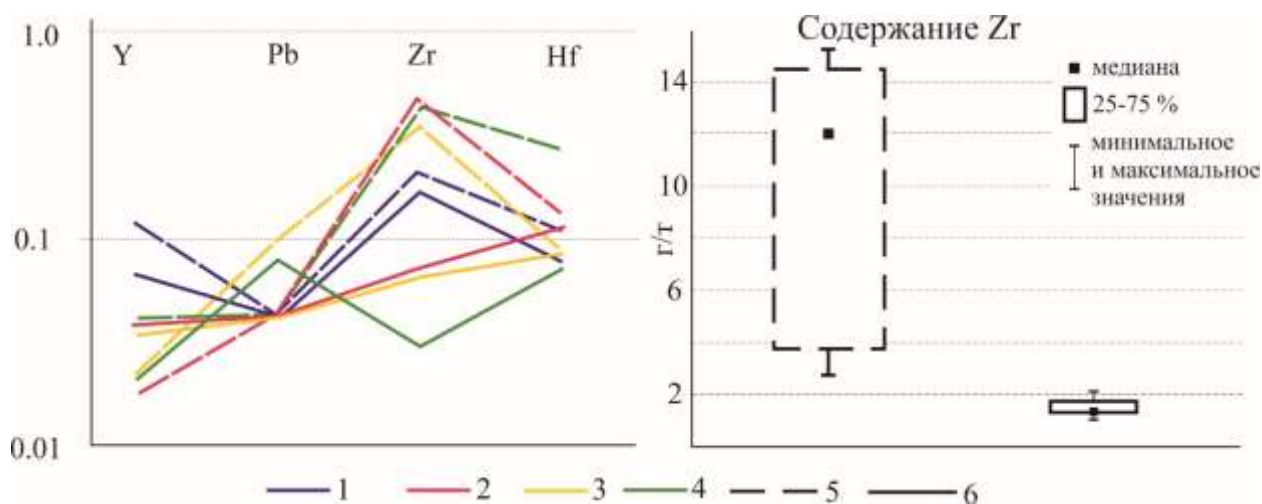


Рис. 49. Хондрит-нормализованные спектры распределение транзитных элементов в хромититах из разных клинопироксенит-дунитовых массивов: 1 – Нижнетагильского, 2 – Светлоборского, 3 – Вересовоборского, 4 – Каменушенского; отличающихся по содержанию платины: 5 – менее 3 г/т, 6 – более 3 г/т

Таблица 15

Содержание высокозарядных элементов, г/т

№	№ пр.	Массив	Тип	Y	Pb	Zr	Hf
1	СБ-125	С.б.	Массивный жильный	0.37	–	1.72	0.10
2	СБ-126	С.б.	Массивный жильный	0.20	–	1.28	0.04
3	КР-032	С.б.	Массивный жильный с Pt	0.11	–	14.50	0.08
4	СБ-130	В.б.	Массивный жильный	0.16	–	1.38	0.07
5	СБ-135	В.б.	Массивный жильный	0.34	–	1.34	0.03
6	КР-106	В.б.	Массивный жильный с Pt	0.16	–	12.50	0.05
7	СКВ-109	В.б.	Массивный жильный с Pt	0.10	2.15	9.36	0.05
8	КР-36	К.П.	Прожилково-вкрапленный	0.39	–	12.00	0.09
9	КР-60	К.П.	Массивный жильный	0.13	1.07	–	0.04
10	Хр-Ув	К.П.	Массивный жильный с Pt	0.22	–	15.20	0.31

Примечание. Массивы: С.б. – Светлоборский, В.б. – Вересовоборский, К.П. – Каменушенский. Массивный жильный с Pt содержит благородных металлов более 3 г/т. Прочерк ниже предела обнаружения.

Редкоземельные элементы. По содержанию редкоземельных элементов хромититы, в разной степени обогащённые платиной, не имеют статистически значимых различий. В целом хромититам, как и вмещающим их дунитам, присущи довольно низкие концентрации РЗЭ (табл. 16). По содержанию этих элементов исследованные хромититы обеднены по сравнению с веществом примитивной мантии или хондрита (рис. 50), что в целом согласуется с результатами аналогичных исследований, проведённых ранее для хромититов Нижнетагильского массива (Пилюгин и др., 2012).

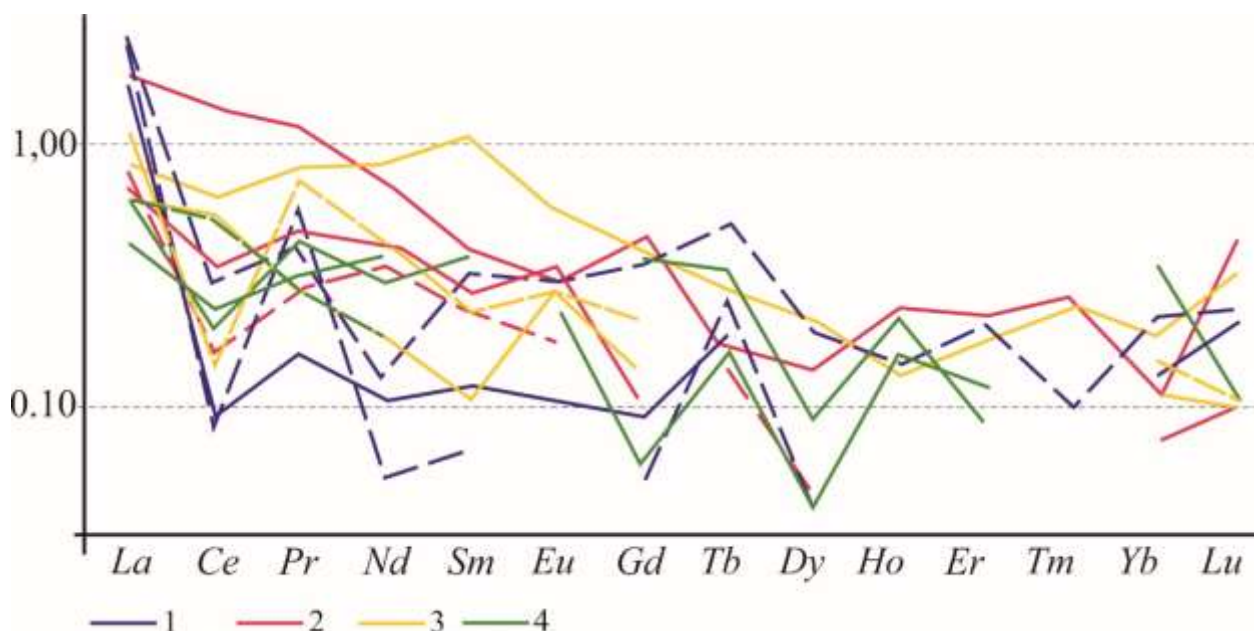


Рис. 50. Хондрит-нормализованные содержания РЗЭ в хромититах из клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала: 1 – Нижнетагильского, 2 – Светлоборского, 3 – Вересовоборского, 4 – Каменушенского

Таблица 16

Содержание редкоземельных элементов в хромититах, г/т

М-вы	Светлоборский			Вересовоборский				Каменушенский		
Тип	Масс.	Масс.	Масс. Pt	Масс.	Масс.	Масс. Pt	Масс. Pt	Пр.-вкр.	Масс.	Масс. Pt
La	0.450	0.170	0.190	0.082	0.200	0.280	0.092	0.150	0.100	0.150
Ce	0.870	0.200	0.097	0.120	0.400	0.090	0.130	0.120	0.140	0.330
Pr	0.110	0.043	0.026	0.026	0.077	0.068	0.017	0.040	0.030	0.026
Nd	0.350	0.190	0.160	0.083	0.390	0.200	0.063	0.140	0.170	0.085
Sm	0.057	0.040	0.034	0.016	0.160	0.034	–	0.056	–	–
Eu	0.017	0.019	0.010	0.016	0.032	0.016	0.013	–	0.013	–
Gd	0.087	0.020	–	0.027	0.082	0.043	0.011	0.072	0.012	0.120
Tb	0.006	–	0.005	–	0.010	–	–	0.012	0.006	–
Dy	0.034	–	0.011	–	0.051	–	–	0.022	0.010	–
Ho	0.013	–	–	–	0.007	–	0.007	0.012	0.009	0.011
Er	0.037	–	–	–	0.028	0.012	–	0.014	0.019	–
Tm	0.007	–	–	–	0.006	–	–	–	–	–
Yb	0.018	0.012	–	0.018	0.029	0.024	–	0.056	–	0.021
Lu	0.011	0.003	0.003	0.003	0.008	0.003	0.003	0.003	–	0.005

Примечание. Типы хромититов: масс. – массивный жильный, пр.-вкр. – прожилково-вкрапленный, масс. Pt. – массивный жильный с содержанием благородных металлов более 3 г/т

Элементы платиновой группы. В ходе аналитических работ, направленных на определение весовой доли платины в хромититах, было установлено, что разные методы анализа дают существенно различные результаты. Так, содержание платиноидов по результатам масс-спектрометрии с ИСП без предварительной пробирной плавки ниже, чем при масс-спектрометрии с предшествующей пробирной плавкой. В этом случае устанавливаются более высокие содержания платины и отмечается воспроизводимость анализов с меньшей погрешностью. Для определения содержания других элементов платиновой группы (Os, Ir, Ru, Rh, Pd) в виду их низких концентраций даже в хромититах приемлемо использование масс-спектрометрии с ИСП без предварительной пробирной плавки.

Характер распределения платины в хромититах по данным пробирного анализа и масс-спектрометрии с ИСП крайне неравномерный (табл. 17). Для Светлоборского массива установлены наименьшее содержания – 1,76 г/т, максимальное – 80,60 г/т, среднее – 22 г/т. В хромититах Вересовоборского массива массовая доля платины в среднем 25 г/т, при максимальном значении – 37,6 г/т и минимальном – 2,27 г/т. Вариации содержания остальных ЭПГ менее значительны. Хромититам Каменушенского массива присущи менее значительные содержания платины. Среднее содержание суммы ЭПГ в хромититах Каменушенского массива составляет 8,92 г/т, при максимальном значении 16,85 г/т.

Таблица 17

Содержание благородных металлов в хромититах и дунитах Светлоборского (№ 1–3, 11,12), Вересовоборского (№ 4–7, 13–16), Каменушенского (№ 8–9, 17–19) клинопироксенит-дунитовых массивов, мг/т

№	Тип	Проба	Os	Ir	Ru	Rh	Pt *	Pt**	Pt (вес)	Pd	Au
1	Масс.	СБ-125	350	1060	86.0	150	3930	6200	5 700.00	45.0	7.40
2	Масс.	СБ-126	230	65.0	32.0	60.0	930	1760	1 540.00	5.10	5.10
3	Пр.-вкр..	КР-032	630	2710	150	58.0	15900	80600	97 200.00	99.0	15.0
4	Пр.-вкр..	КР-106	17.0	39.0	22.0	29.0	1280	225	19 200.00	12.0	82.0
5	Масс.	ВБ-109	210	19.0	67.0	95.0	6220	1730	36 730.00	41.0	99.0
6	Масс.	СБ-130	53.0	190	51.0	120	1280	8770	29 800.00	27.0	9.30
7	Масс.	СБ-135	61.0	23.0	7.00	31.0	6220	2270	24 500.00	13.0	3.60
8	Пр.-вкр.	КР-36	54.0	110	74.0	77.0	1150	3200	4 530.00	6.80	14.0
9	Масс.	КР-60	250	384.4	180.4	182.4	923.2	5750	7 900.00	92.8	37.6
10	Масс.	Хр-Ув	120	3471.7	111	29.5	18619.5	н.о.	27 300.00	85.5	3.90
Среднее значение			197.5	807.2	78	83.2	5645.3	12278.3	25440	42.7	27.7
Нижние пределы обнаружения			10	2	2	2	2	100	–	2	2

Примечание: Pt* – по данным масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (Центральная лаборатория ВСЕГЕИ), Pt** – по данным пробирно-атомно-эмиссионного анализа (ЗАО «РАЦ МИА»), Pt(вес) – определение содержания платины на основании взвешивания гравитационно обогащённой навески МПГ; н.п.о – ниже предела обнаружения; прочерк – не определялось; хромититы: масс. – массивный, пр.-вкр. – прожилково-вкрапленный; дуниты: М-з. – мелкозернистые, С-з. – среднезернистые, Г-з. – грубозернистые, Пегм. – пегматоидные

4.6. Сравнительная характеристика вещественного состава дунитов и хромититов

Предваряя сравнительный анализ характера распределения элементов-примесей в дунитах и хромититах, необходимо отметить весьма низкие их содержания, вследствие чего не представляется возможным выявить для них статистически значимые закономерности. Однако сопоставление средних содержаний примесных элементов в разных типах хромититов и дунитов позволяют определить ряд существенных деталей, результаты анализа которых в совокупности с данными о геологическом строении хромит-платиновых рудных зон и дунитовых «ядер», могут послужить основой для обоснования геолого-генетической модели формирования хромит-платинового оруденения.

При проведении анализа распределения *транзитных элементов* (Sc, Co, Ni, Cu, Zn) установлено, что дуниты по сравнению с хромититами обогащены никелем и кобальтом, а хромититам, напротив, присущи повышенные концентрации меди и цинка (рис. 51). Подвижность этих элементов при флюидных и гидротермальных процессах при серпентинизации дунитов вероятно привела бы к уравниванию их распределения вне зависимости от типов пород. В целом такое уравнивание проявлено в развитии медных или Ni–Co минералов в дунитах и хромититах (халькозин, самородная медь, Cu_3Pt , аваруит, вайраут) генетически связанных с процессами серпентинизации. Однако появление наложенной минерализации с широким распространением минералов-концентраторов транзитных элементов не способно в полной мере нивелировать закономерности их распределения, обусловленные первичными процессами становления дунитов и хромититов. Например, для оливина в дунитах установлено постоянное присутствие в его составе Ni. Аналогом никеля в геохимических процессах является кобальт и, как следствие, два этих элемента содержатся в виде изоморфной примеси в оливине (рис. 51). Цинк и медь могут в значительном количестве содержаться в качестве изоморфных примесей в хромшпинелиде. Их концентрации в редких случаях могут достигать первых процентов (Ханин, 2017). Выявленные особенности содержания транзитных элементов в дунитах и хромититах свидетельствуют в пользу их фракционирования из одного источника с определяющим влиянием на их распределение в породах изоморфной ёмкости минералов-концентраторов.

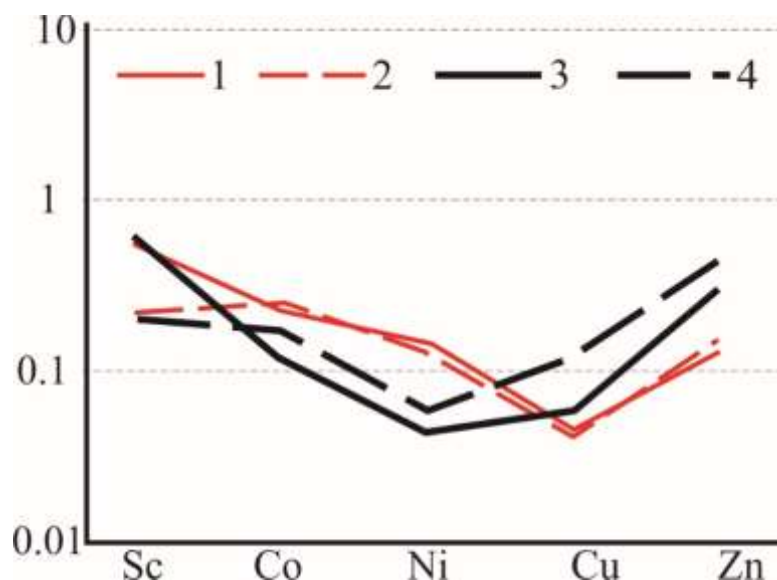


Рис. 51. Хондрит-нормализованные средние содержания транзитных элементов в дунитах (1 – крупнозернистые и пегматоидные, 2 – мелкозернистые) и хромититах (3 – с содержанием платины менее 3 г/т, 4 – более 3 г/т)

Наибольший интерес для понимания процессов становления хромит-платиновых рудных зон представляет анализ распределения *высокозарядных элементов* в разных типах дунитов и хромититов. Как известно, именно высокозарядные элементы (Y, Pb, Zr, Hf, PЗЭ) являются наименее подвижными при процессах флюидного или гидротермального преобразования пород, а их концентрирование и перераспределение происходит преимущественно на стадии кристаллизации расплавов при формировании магматических комплексов. Важно подчеркнуть существенное обеднение грубозернистых дунитов высокозарядными элементами, включая PЗЭ, по сравнению с мелкозернистыми или среднезернистыми дунитами (рис. 52а). Хромититы в целом обогащены Y, Zr, Hf по сравнению с дунитами (рис. 52). Отдельного внимания заслуживает статистически значимое различие содержаний Zr и Hf в хромититах обогащённых платиной по сравнению с дунитами и другими хромититами. При этом для Zr устанавливается значимая положительная корреляция с платиной (рис. 52б). Максимальное концентрирование высокозарядных элементов в платиноносных хромититах, указывает, вероятно, на формирование их из максимально дифференцированного вещества рудообразующей системы. Однако оценку степени дифференциации рудообразующего вещества целесообразно проводить в сочетании с анализом распределения ЭПГ в исследуемых породах. По степени возрастания содержания высокозарядных элементов для пород, слагающих дунитовые «ядра», выявлен следующий ряд: дунитовые пегматиты → грубозернистые дуниты → среднезернистые дуниты → мелкозернистые дуниты → хромититы с рядовым содержанием платины → обогащённые платиной хромититы.

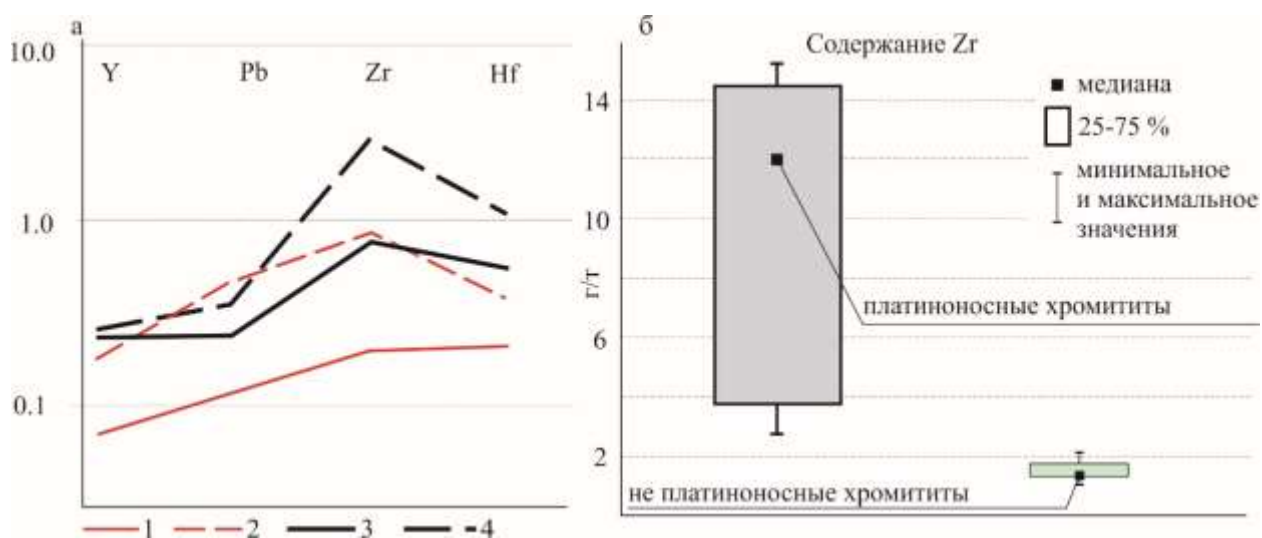


Рис. 52. Хондрит-нормализованные средние содержания высокозарядных элементов в дунитах (а) и распределение Zr в хромититах (б). Дуниты: 1 – крупнозернистые и пегматоидные, 2 – мелкозернистые, хромититы: 3 – с содержанием платины менее 3 г/т, 4 – более 3 г/т

Характер распределения *редкоземельных элементов* в дунитах и хромитах не имеет существенных отличий (рис. 53). В целом вариация содержаний РЗЭ в хромитах перекрывает поля, характеризующие концентрацию этих элементов как в крупнозернистых, так и в мелкозернистых дунитах. Однако устанавливается отчётливая закономерность, обеднения редкими землями крупнозернистых и пегматоидных дунитов по сравнению с мелкозернистыми их разновидностями. Средние содержания редкоземельных элементов в хромитах превышают аналогичные значения для дунитов. Таким образом характер распределения РЗЭ вероятно указывает на образование дунитов и хромититов при эволюции единого источника вещества с последовательной их дифференциацией, проходящей по аналогии с другими высокозарядными элементами.

Кривая распределения редкоземельных элементов в общих чертах имеет корытообразную форму (рис. 53), что характерно для дунитов из клинопироксенит-дунитовых массивов Урала (Ланда и др., 1990; Шмелёв и др., 2010; Ферштатер, 2013). Аналогичная форма кривой распределения РЗЭ присуща ультраосновным породам офиолитовой ассоциации (Ланда и др., 1990). Однако в проанализированных дунитах из зональных массивов Среднего Урала лёгкие редкоземельные элементы существенно преобладают над тяжёлыми, что отличает их от ультрамафитов офиолитов и согласуется с результатами исследований Е.В. Пушкарёва (2000), направленных на определение характера распределения РЗЭ в дунитах Платиноносного пояса.

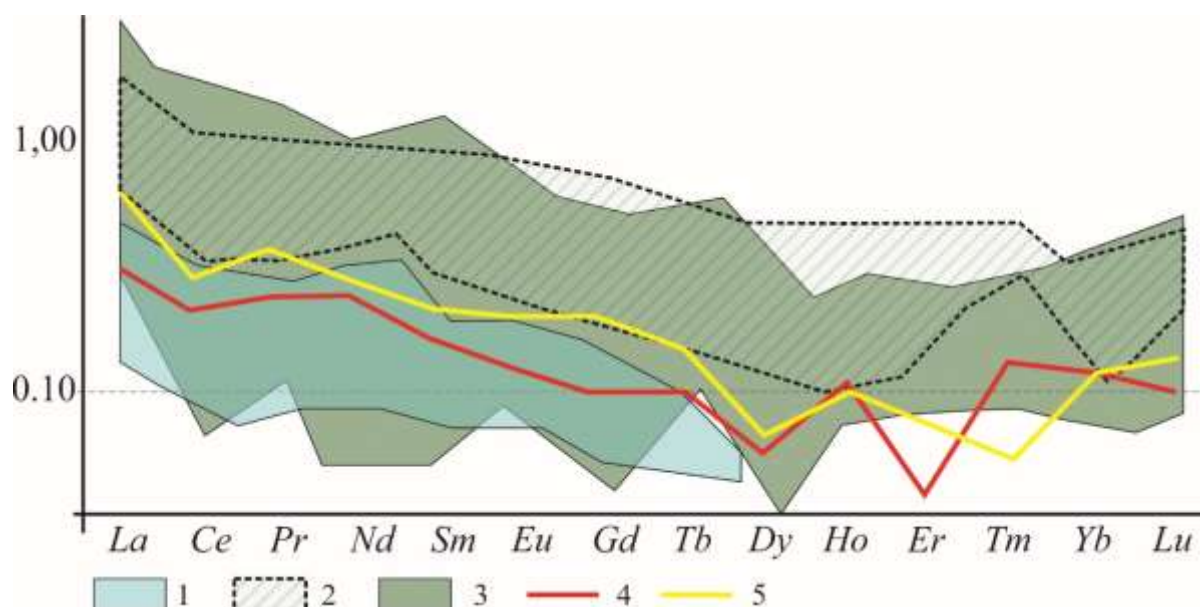


Рис. 53. Хондрит-нормализованные содержания редкоземельных элементов в дунитах и хромититах из зональных клинопироксенит дунитовых массивов Среднего Урала. Поля: 1 – крупнозернистые и пегматоидные дуниты, 2 – мелкозернистые дуниты, 3 – хромититы. Средние содержания 4 – в дунитах, 5 – в хромититах

Спектр распределения платиноидов в дунитах имеет «М-образную» форму с отчётливо выраженной Ir-Pt геохимической спецификой. Содержания платиноидов в хромититах (исключая экстремально богатые пробы) на 2 порядка выше, чем в дунитах. Для спектра распределения платиноидов из хромититов Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов, как и для дунитов, наблюдается «М-образный» тип их распределения (рис. 54), характерный для хромититов и дунитов зональных ультраосновных массивов (Ферштатер, 2013; Малич и др., 2013). Для хромититов установлено абсолютное преобладание платины над другими ЭПГ, что обусловлено широким распространением среди минералов платиновой группы Pt-Fe твёрдых растворов и характерно для других клинопироксенит-дунитовых массивов (Лазаренков и др., 1992; Сидоров и др., 2012). Хромититы Светлоборского массива, по сравнению с Вересовоборским и другими клинопироксенит-дунитовыми массивами Урала, обладают яркой иридиевой спецификой, обусловленной нахождением самородного иридия в хромититах в виде довольно крупных агрегатов, весом до нескольких грамм. Хромититы Каменушенского массива по сравнению с другими изученными хромититами, обладают повышенными содержаниями Ru, что обусловлено распространением в качестве включений в Pt-Fe минералах Ru-содержащих Os-Ir твёрдых растворов и лаурита. Особого обсуждения заслуживает содержание золота в хромититах по причине обнаружения самородного золота в россыпях, не выходящих за пределы дунитового ядра. Так, максимальные содержания золота в хромититах Вересовоборского массива приближается

к 100 мг/т. В таких хромититах золото вероятно образует собственные минералы, которые в ходе разрушения хромит-платиновых рудных зон переходят в россыпи.

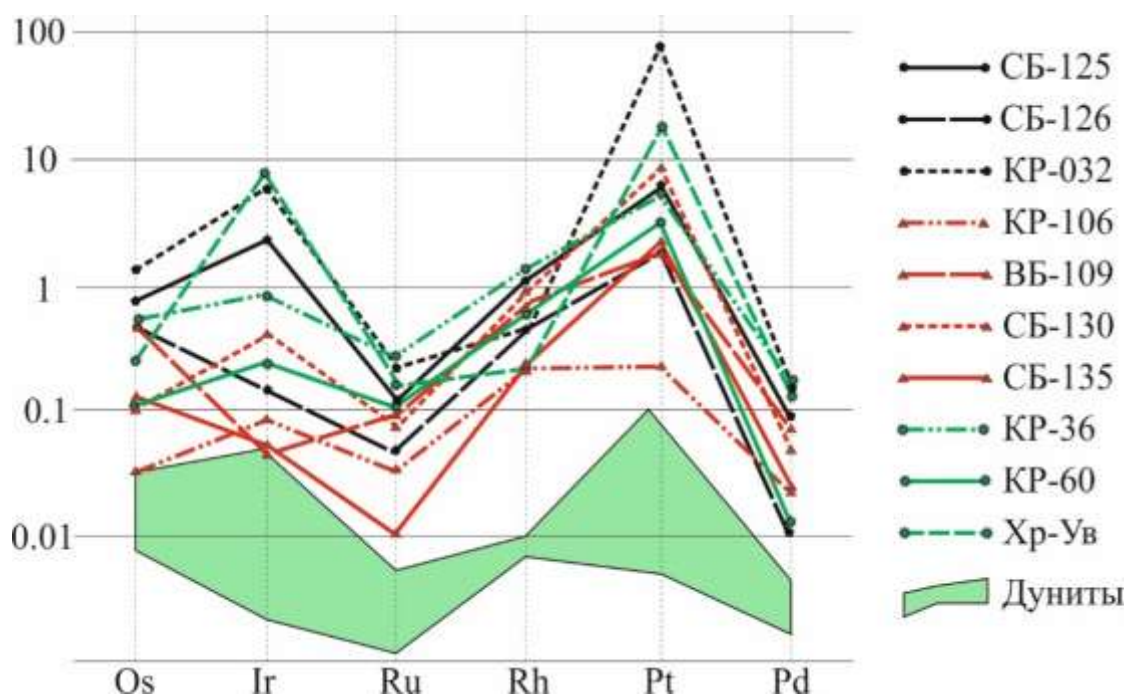


Рис. 54. Хондрит-нормализованные отношения содержаний ЭПГ в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов: Светлоборского (СБ-125, СБ-126, КР-032), Вересовоборского (КР-106, ВБ-109, СБ-130, СБ-135), Каменушенского (КР-36, КР-60, Хр-Ув); состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995)

В целом характер распределения ЭПГ отвечает распределению высокочarged элементов. Так, наименьшие содержания элементов-примесей присущи грубозернистым дунитам. Существенно большее содержание примесей установлено в мелкозернистых и среднезернистых дунитах. Хромититы в свою очередь обогащены практически всеми примесными элементами и прежде всего Zr, Hf, РЗЭ, ЭПГ по сравнению со всеми типами дунитов.

Обобщая наблюдения, полученные в ходе исследований, представляется возможным сделать вывод, что хромититы и дуниты имеют тесную генетическую связь. В пользу единого процесса их становления свидетельствуют: геологический контроль оруденения зоной перехода структурных разновидностей дунитов, близость химического состава породообразующих минералов дунитов и хромититов, характер распределения и однонаправленное фракционирование элементов-примесей, включая ЭПГ, в породах и рудах. Кроме того, отсутствие явных признаков преобразования дунитов, инициированных метаморфическими или метасоматическими процессами, позволяют считать, что концентрирование металлов платиновой группы и сопровождающих элементов-примесей в хромит-платиновые рудные зоны произошло на магматическом этапе формирования зональных клинопироксенит-дунитовых массивов. Подтверждением этого предположения

может служить выявленное фракционирование редкоземельных элементов с преобладанием лёгких над тяжёлыми и отчётливо выраженная положительная платиновая аномалия. Её присутствие в дунитах может быть объяснено их кумулятивной природой (Ферштатер, 2013), с преимущественной кристаллизацией платины на начальных стадиях эволюции расплавов в условиях повышенного кислородного потенциала и недостатка серы (Garuti *et al.*, 1997). Учитывая дискуссионную природу высокомагнезиальных дунитовых «ядер», входящих в структуру зональных массивов Урало-Аляскинского типа, генетическая модель формирования хромит-платинового оруденения требует подтверждения и уточнения с привлечением дополнительных экспериментальных данных. Однако, выявленные закономерности, свидетельствующие о превалирующей роли магматических процессов в локализации минерализованных зон и формировании платиновых минералов, позволяют с высокой степенью надёжности прогнозировать положение рудных зон в структуре массивов на стадии поисковых работ, а также подобрать методические решения для геологоразведочных работ с целью получения максимально корректного результата при подсчёте запасов платины в коренных месторождениях.

Сделанные выводы о природе хромит-платиновых минерализованных зон легли в основу второго защищаемого положения, что подтверждается и минералогическими данными, рассмотренными ниже. **Геологическая специфика строения рудных зон, характер распределения петрогенных и примесных компонентов в дунитах и хромититах предопределяют ключевую роль магматических процессов в концентрировании металлов платиновой группы.**

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Концентрирование элементов платиновой группы в хромититах в виде собственных минералов предопределяет важность минералогических исследований. Прежде всего результаты этих исследований могут стать основой для объяснения причин крайне неравномерного распределения платины в рудных телах и вмещающих их дунитах. В то же время основополагающую роль для генетических построений играют результаты онтогенетических наблюдений. Характер огранения минеральных индивидов и их взаимоотношения между собой положены в основу генетического моделирования процессов образования хромит-платиновых рудных зон.

5.1. Минералы платиновой группы и особенности их химического состава

Главной особенностью платиноидного оруденения зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала является преобладание среди минералов платиновой группы железо-платиновых твёрдых растворов (Лазаренков и др., 1992; Иванов, 1997). Согласно предложенным классификациям (Cabri, Feather, 1975) среди Pt-Fe твёрдых растворов на основе изучения составов невозможно отличить железистую платину (пространственная группа $Fm\bar{3}m$, содержание Fe 20–50 ат. %) и изоферроплатину (пространственная группа $Pm\bar{3}m$, содержание Fe 25–35 ат. %). По данным рентгенофазового анализа удалось установить, что в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива среди Pt-Fe минералов (рис. 55а, д) железистая платина с объёмцентрированной ячейкой ($Fm\bar{3}m$) преобладает над изоферроплатиной с примитивной ячейкой ($Pm\bar{3}m$), что согласуется с результатами предыдущих исследований (Malitch, Thalhammer, 2002; Степанов и др., 2015). Абсолютное большинство Pt-Fe минералов из хромититов и россыпей Светлоборского (рис. 55, б, е) (Паламарчук и др., 2017), Вересовоборского (рис. 55, в, ж) и Каменушенского (рис. 55, г, з) массивов, в том числе и близких по составу к Pt_2Fe , обладает примитивной ячейкой ($Pm\bar{3}m$), что позволяет отнести их к изоферроплатине. Химический состав большинства изученных зёрен изоферроплатины Светлоборского массива близок к Pt_3Fe . Характерная черта платиновых минералов из хромититов и россыпей Нижнетагильского массива – широкое распространение Pt-Fe твёрдого раствора по составу близкого к Pt_2Fe (Малич и др., 2017). На Вересовоборском массиве по данным рентгеноструктурного анализа присутствует только изоферроплатина, состав которой в коренных хромититах отвечает Pt_3Fe , а в россыпях, сопряжённых с массивом, изменяется от Pt_3Fe до Pt_2Fe .

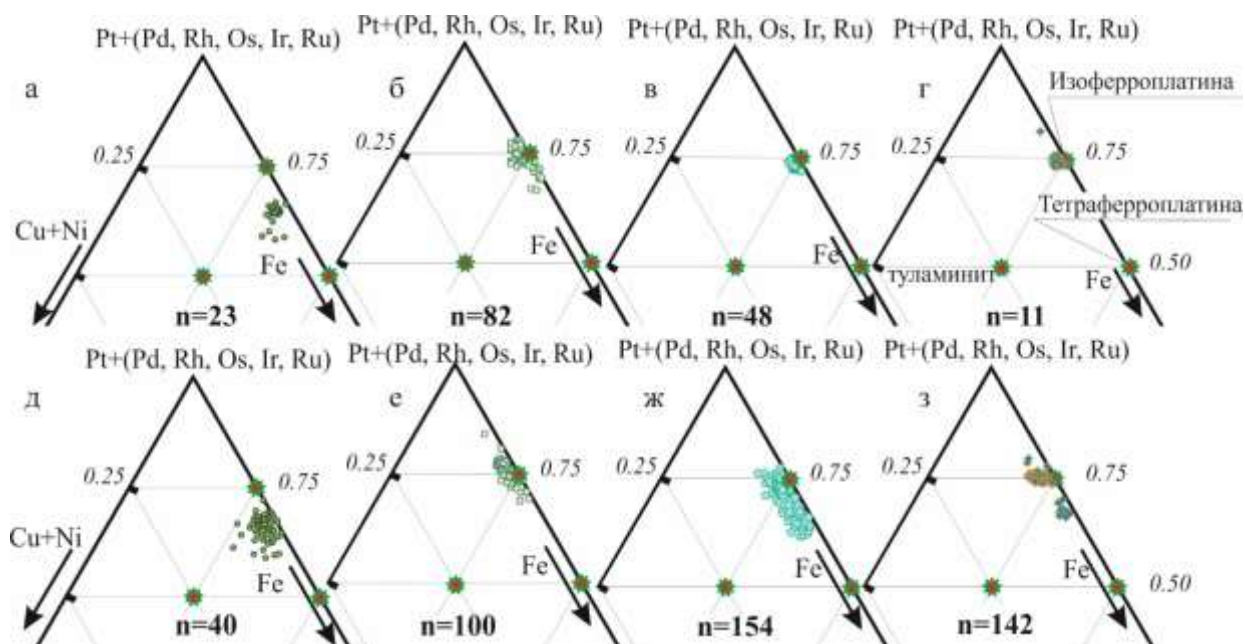


Рис. 55. Диаграммы составов первичных Pt-Fe твёрдых растворов (в ат. %) из коренных хромититов (верхний ряд) и россыпей (нижний ряд) Нижнетагильского (а, д), Светлоборского (б, е) Вересовоборского (в, ж), Каменушенского (г, з) массивов, n – число анализов, красными фигурными звёздами показаны точки, отвечающие по составу крайним членам изоморфных рядов

Минералы группы тетраферроплатины обнаружены в хромититах и россыпях всех исследуемых массивов, однако их существенное распространение характерно для Нижнетагильского (рис. 56а, д) и Вересовоборского (рис. 56в, ж) массивов. В хромититах Нижнетагильского массива преобладают минералы промежуточного состава ряда туламинит-ферроникельплатина. Для Вересовоборского массива установлено преобладание туламинита в сочетании с тетраферроплатиной, которые образуют каймы замещения по контурам зёрен Pt-Fe твёрдых растворов, соответствующих по составу железистой платины или изоферроплатины. Оценивая распространение туламинита, тетраферроплатины и ферроникельплатины в россыпях, необходимо отметить, что значительное их количество характерно только для элювиальных, делювиальных и ложковых россыпей. Содержание этих минералов закономерно снижается по мере удаления от коренного источника, что было установлено на примере изучения Нижнетагильских россыпей (Степанов и др., 2015).

Относительно редко минералы группы тетраферроплатины встречаются в хромититах и россыпях Светлоборского (рис. 56б, е) и Каменушенского (рис. 56з) массивов. В Светлоборском массиве обнаружены туламинит и тетраферроплатина, а в хромититах Каменушенского массива встречаются минералы промежуточного состава изоморфного ряда туламинит-тетраферроплатина с преобладанием туламинита.

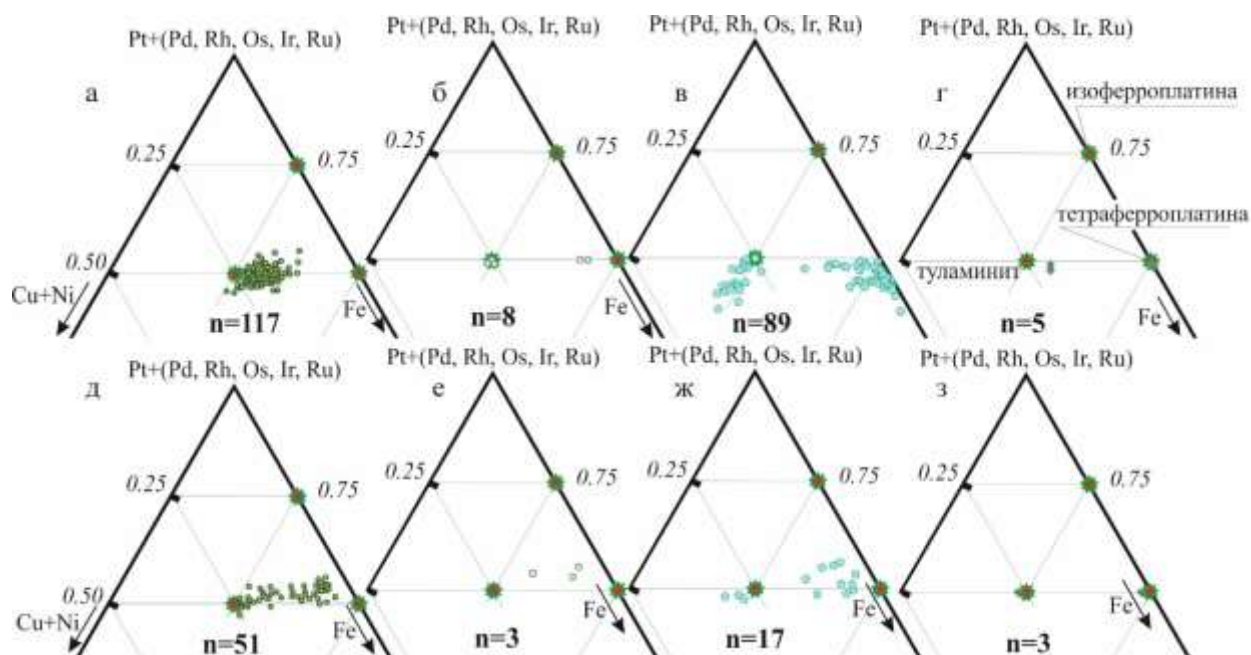


Рис. 56. Диаграммы составов минералов группы тетраферроплатины (в ат. %) из хромититов (верхний ряд) и россыпей (нижний ряд) Нижнетагильского (а, д), Светлоборского (б, е), Вересовоборского (в, ж), Каменушенского (г, з) массивов, n – число анализов, красными фигурными звёздами показаны точки, отвечающие по составу крайним членам изоморфных рядов

На диаграммах в системе координат ЭПГ–Fe–(Ni+Cu) для МПГ из хромититов и россыпей Нижнетагильского массива (рис. 56а) отчётливо видно единое поле составов, занимающее промежуточное положение между тетраферроплатиной и туламинитом. В его контурах расположены точки анализов, соответствующие ферроникельплатине и туламиниту, что отображено на графике, построенном в координатах Fe–Cu–Ni (рис. 57). Широкое развитие ферроникельплатины – характерная черта Нижнетагильского массива, выделяющая его среди остальных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, в которых преобладают промежуточные разновидности минералов ряда туламинит-тетраферроплатина.

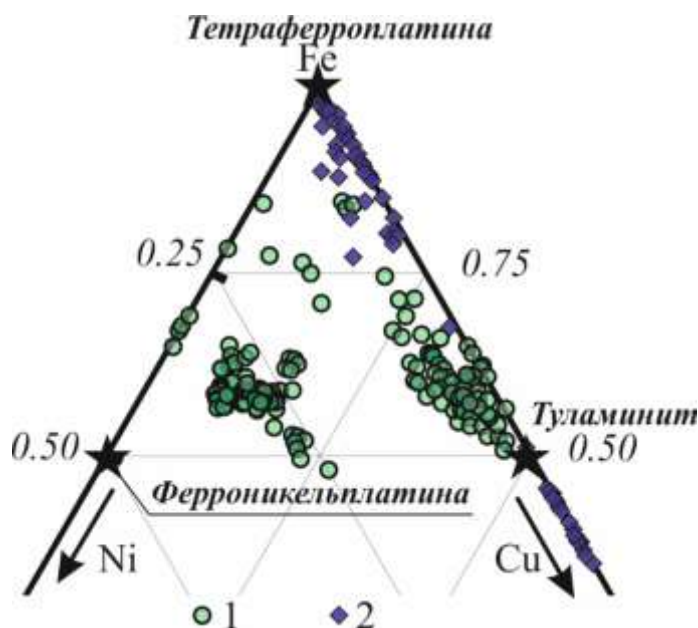


Рис. 57. Диаграмма состава минералов группы тетраферроплатины в координатах Cu–Ni–Fe ат. % из хромититов Нижнетагильского (1) и Вересовоборского (2) массивов. Звездами отмечено положение идеальных составов минералов

В железо-платиновых минералах диагностирован широкий набор включений МПГ. В Pt-Fe твёрдых растворах из хромититов и россыпей Светлоборского массива в качестве включений преобладают Ru–Os сульфиды ряда лаурит – эрликманит (рис. 58а, г), Ir–Rh сульфиды ряда кашинит (Ir_2S_3) – баунит (Rh_2S_3) (рис. 58б, д), Ir–Rh–Pt тиошпинели ряда купроиридсит (CuIr_2S_4) – купрородсит (CuRh_2S_4) – маланит (CuPt_2S_4). Сульфиды Rh и Ir обнаружены только в платиновых минералах из хромититов Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов. В Fe-Pt минералах из всех исследуемых массивов широко распространены Os–Ir–(Ru) твердые растворы (рис. 58в, е). По номенклатуре Д. Харриса и Л. Кабри (Harris, Cabri, 1991) Os–Ir–(Ru) твердые растворы представлены осмием, иридием и рутениридосмином. В Pt-Fe минералах Вересовоборского и Каменушенского массивов весьма широко распространены пластинчатые включения осмия. Os–Ir–(Ru) твердые растворы Нижнетагильского массива представлены осмием с повышенным содержанием иридия или иридием с высоким содержанием осмия. В хромититах Светлоборского массива наряду с Pt-Fe твёрдыми растворами встречаются индивиды и агрегаты иридия, также он обнаружен в виде включений в Pt-Fe минералах, наряду с включениями осмия. Специфика включений в изоферроплатине Каменушенского массива – широкое распространение, как гексагональных пластинок осмия, так и изометричных скоплений иридия.

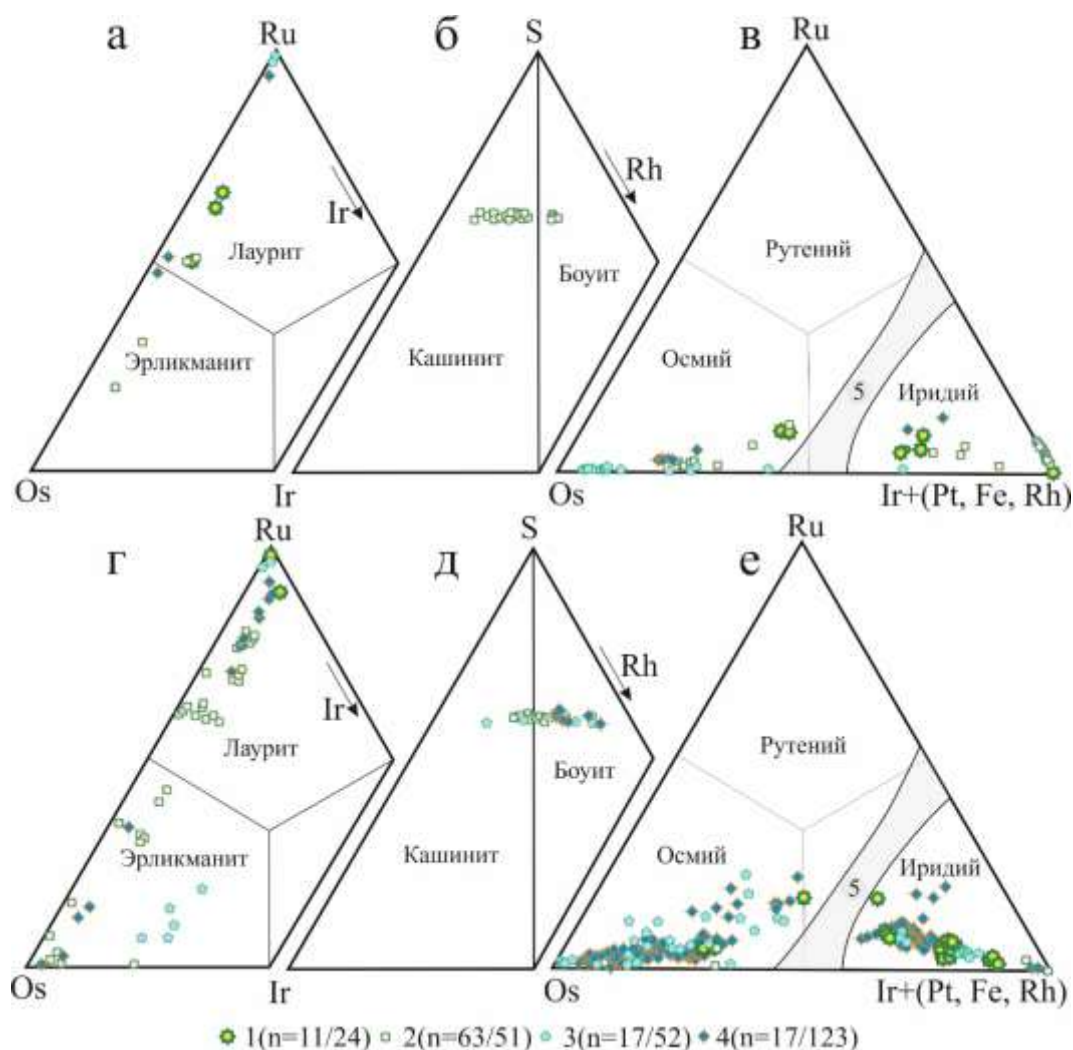


Рис. 58. Диаграммы составов в ат. % минералов-включений в Pt-Fe матрице из массивов: 1 – Нижнетагильского, 2 – Светлоборского, 3 – Вересовоборского, 4 – Каменушенского, 5 – поле несмесимости, n – число анализов: коренные хромититы/россыпи

В число наиболее поздних минералов платиновой группы входят разнообразные сульфиды, сульфоантимониды, сульфоарсениды, плюмбиды и теллуриды. В качестве вторичных минералов по первичным Pt-Fe интерметаллидам Нижнетагильского и Каменушенского массивов развиты ирарсит и холлингвортит. Среди МПГ Нижнетагильского и Вересовоборского массивов распространён феродсит (Бегизов, Завьялов, 2016). Для ассоциации МПГ Вересовоборского массива характерно широкое распространение вторичных минералов, в число которых наряду с вышеуказанными входят: потарит, плюмбопалладинит, куперит, родплюмсит, звягинцевит, неназванные теллуридные фазы состава $(\text{Pb,Bi})\text{Rh}_2\text{Te}_3$, а также неназванный Cd-Hg-Pd минерал. При анализе общего распространения минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов выявляется ряд существенных общих черт распространения МПГ, которые сведены в таблице 18.

Таблица 18

Распространённость МПГ в коренных хромититах и россыпях клинопироксенит-
дунитовых массивов Среднего Урала.

Минерал	Массивы							
	Нижнетагильский		Светлоборский		Вересовоборский		Каменушенский	
	Хр.	Рос.	Хр.	Рос.	Хр.	Рос.	Хр.	Рос.
изоферроплатина	++	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
железистая платина	+++	+++	+	++	+	++	-	+
тетраферроплатина	++	+	*	*	++	++	+	+
туламинит	+++	+++	+	+	+++	+++	+	+
ферроникельплатина	+++	+++	-	-	-	-	-	-
осмий	+	+	+	+	+	++	++	+++
иридий	++	++	++	++	+	+	++	++
лаурит	+	+	+++	+++	+	+	+	+
эрликманит	+	+	++	++	+	+	+	+
кашинит	-	-	++	++	+	++	+	++
боуит	-	-	++	+	+	+	+	+
купроиридсит	*	*	+	+	+	+	+	+
купородсит	*	-	+	-	-	+	-	-
ферродсит	-	-	+	-	-	-	-	-
феродсит	+	*	-	-	+	+	-	-
куперит	-	-	*	-	*	*	-	*
Cu ₃ Pt	+	+	-	-	+	+	-	-
потарит	+	+	*	*	*	*	-	-
ирарсит	+	+	-	-	+	+	*	-
холлингвортит	+	+	-	-	+	+	-	-
осарсит	-	-	-	-	*	-	-	-
руарсит	-	-	-	-	*	-	-	-
толовкит	-	-	-	-	-	-	+	+
звягенцевит	-	-	-	-	*	-	-	-
плюмбопалладинит	-	-	-	-	*	-	-	-
родплюмсит	-	-	-	-	*	-	-	-
гексаферрум	-	-	-	-	+	+	-	-
ксингцхонгит	-	-	-	-	-	*	-	-

Примечание. Хр. – коренные хромититы, Рос. – россыпи. Минералы: +++ – преобладающие, ++ – широко распространённые, + – редко встречающиеся, * – единичные находки

5.2. Онтогенические особенности индивидов и агрегатов минералов платиновой группы

Форма и внутреннее строение минералов платиновой группы были проанализированы для образцов, отобранных из коренных источников и из россыпей ближнего сноса, в которых индивиды и агрегаты МПГ были отпрепарированы в ходе природных процессов и сохранили большинство первичных морфологических особенностей. Как было отмечено ранее, среди МПГ преобладают железо-платиновые минералы. Изоферроплатина встречена в виде включений в кристаллах хромшпинелида, отдельных огранённых кристаллов и сложных зернистых масс, «цементирующих» агрегаты хромшпинелида. Включения Pt-Fe минералов в хромшпинелиде (рис. 59а–г) огранены в большинстве случаев гранями собственных простых форм, однако изучение ориентировки индивидов изоферроплатины относительно кристаллов хромшпинелида в некоторых случаях позволяют рассматривать их ограненную форму как соответствующую отрицательному кристаллу (рис. 59в) в индивиде хромшпинелида (Козлов, Степанов, 2017). Размер включений не превышает в среднем 100 мкм. Отдельные кристаллы Pt-Fe минералов крайне редки и имеют средний размер 150-200 мкм. Всем кристаллам присущ кубический габитус (рис. 59д–з), что является отличительной чертой хромит-платинового типа оруденения от дунитового типа, в котором наряду с кубическими индивидами обнаружены и кубооктаэдры (Толстых и др., 2011). Редко, помимо куба {100} в огранении индивидов Pt-Fe минералов принимают участие грани ромбододекаэдра {110} и октаэдра {111} (рис. 59д). Отмечены единичные находки двойников прорастания изоферроплатины по флюоритовому закону (рис. 59е). Преобладающее число агрегатов Pt-Fe минералов имеет размер от 0,5 мм до 5-6 см, а особо крупные скопления Pt-Fe минералов характерны для Нижнетагильского и Вересовоборского массивов (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Трушин и др., 2017). Эти агрегаты «цементируют» индивиды хромшпинелида с формированием в первом приближении ксеноморфных поверхностей (рис. би–к). Однако при детальном исследовании контактов индивидов хромшпинелида и изоферроплатины выявлены индукционные поверхности (Степанов, 2014; Степанов, 2015), формирующиеся при совместном росте (рис. 59л). А.Г. Бетехтин в своей работе (1935) рассматривал отдельные кубические индивиды изоферроплатины, заключенные в хромшпинелид, как метакристаллы, однако сочетание в огранении этих индивидов ростовых габитусных форм с поверхностями совместного роста (рис. 6, м) указывают на одновременную кристаллизацию кристаллов Pt-Fe минералов и хромшпинелида.

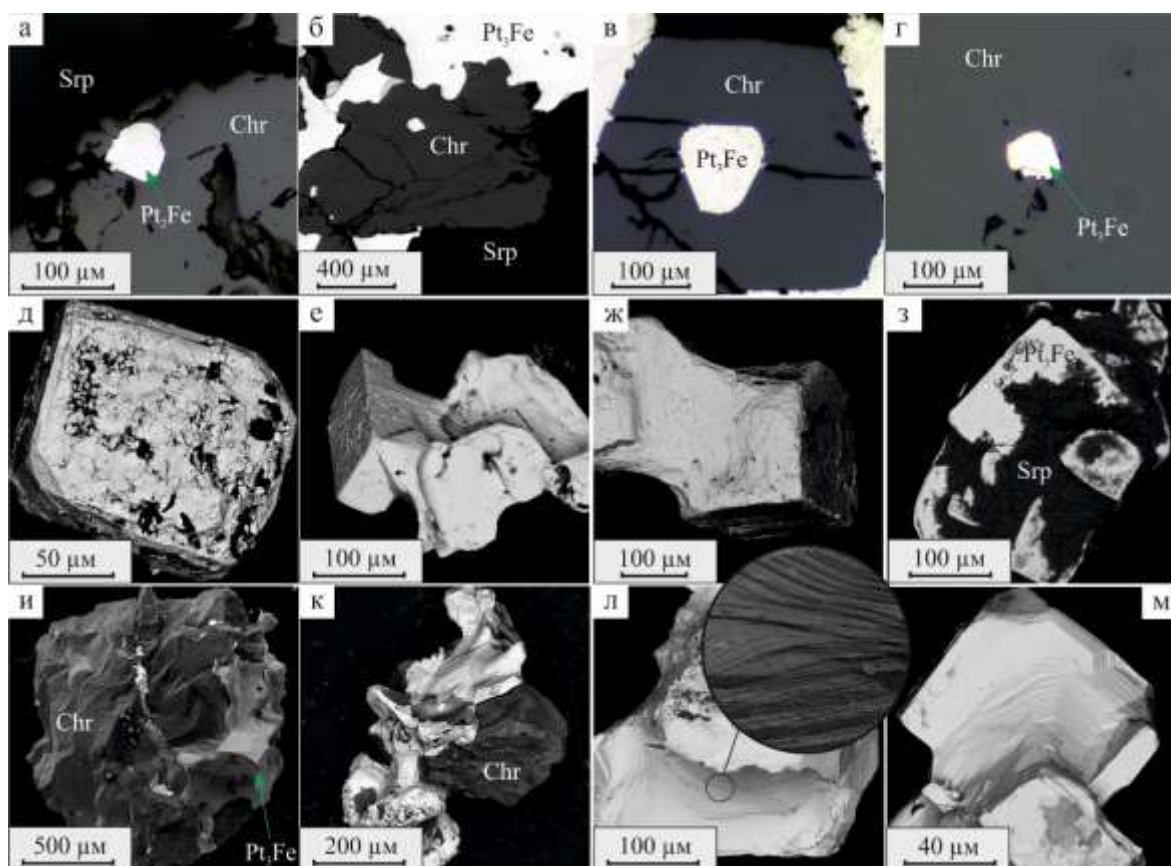


Рис. 59. Морфологические особенности Pt-Fe минералов из хромитов Нижнетагильского (а, д), Светлоборского (б, е, л, м), Вересовоборского (в, ж, и, к) и Каменушенского (г, з) массивов. Chr – хромшпинелид, Srp – серпентинит, Lr – лаурит, Pt₂Fe – Pt-Fe минерал по составу отвечающий железистой платине, Pt₃Fe – изоферроплатина. СЭМ-фото в режиме BSE

Большая часть индивидов первичных Pt-Fe твёрдых растворов характеризуются однородным внутренним строением без отчётливо выраженной зональности по химическому составу. Pt-Fe твёрдые растворы из хромитов Нижнетагильского массива по составу могут соответствовать Pt₃Fe и Pt₂Fe. Редки случаи изменения состава Pt-Fe минералов в пределах одного индивида (рис. 60а). Учитывая данные рентгеноспектрального микроанализа и рентгенофазового анализа, индивиды Pt-Fe минералов Светлоборского массива не обладают зональностью и являются изоферроплатиной с формулой близкой к Pt₃Fe. По рентгеноструктурным данным среди Pt-Fe минералов хромитов Вересовоборского массива абсолютно преобладает изоферроплатина в некоторых случаях с существенными вариациями содержания железа. Для ряда индивидов характерна структура, сформированная входе последовательной кристаллизации сначала Pt-Fe твёрдого раствора по составу близкого к Pt₂Fe, затем изоферроплатины (рис. 60б). В хромититах и россыпях Каменушенского массива из Pt-Fe минералов обнаружена только изоферроплатина часто с многочисленными включениями пластинчатых кристаллов осмия (рис. 60в) с составом, близким к Pt₃Fe и отсутствием зональности в индивидах.

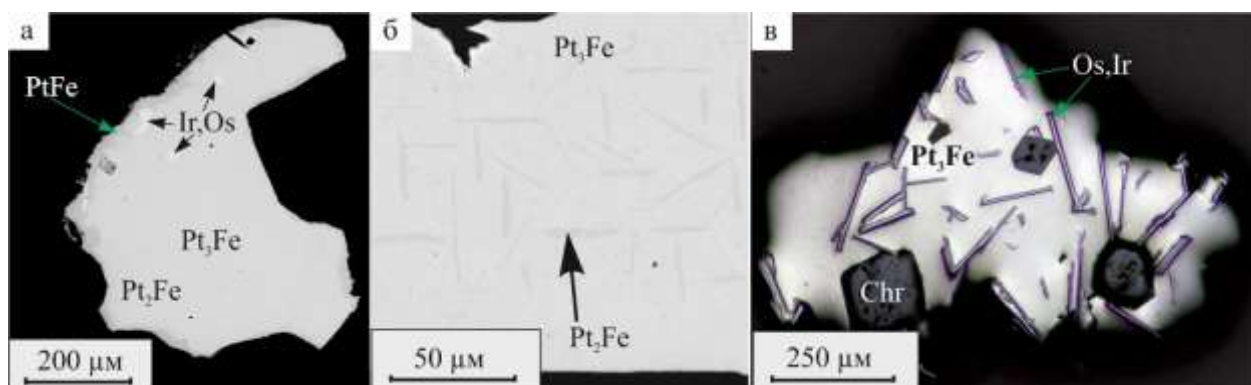


Рис. 60. Внутреннее строение индивидов Pt-Fe минералов из хромититов Нижнетагильского (а), Вересовоборского (б) и Каменушенского (в) массивов. Pt_3Fe – минерал, по составу отвечающий изоферроплатине; Pt_2Fe – минерал, по составу отвечающий железистой платине; PtFe – тетраферроплатина; Ir, Os – иридий; Os, Ir – осмий; Chr – хромшпинелид. СЭМ-фото в режиме BSE (а, б) и фото в отраженном свете (в)

Наиболее распространёнными включениями в Pt-Fe минералах из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала являются Os-Ir-(Ru) твёрдые растворы. В целом осмий крайне широко распространён в Pt-Fe минералах из хромититов Вересовоборского и Каменушенского (Паламарчук и др., 2017) массивов. Реже его индивиды встречаются в изоферроплатине Светлоборского массива и крайне редко в Pt-Fe минералах Нижнетагильского массива. Осмий образует идиоморфные кристаллы пинакоидального габитуса (рис. 61а–г). Их размер может быть различен, но в среднем пластинчатые кристаллы по грани пинакоида не превосходят 200 мкм при толщине 10–15 мкм. Редки случаи нахождения пинакоидальных кристаллов осмия в качестве включений в хромшпинелиде в сростании с Pt-Fe минералами, по отношению к которому они отчетливо идиоморфны (рис. 61г). Довольно часто пластинчатые кристаллы осмия приурочены к фазовой границе хромшпинели с железистой платиной (рис. 61г, и) или одновременно находятся как в кристалле хромшпинелида, так и в Pt-Fe матрице (рис. 61е, ж). В целом, в пределах индивидов осмия зональность практически не проявлена (рис. 61и–л; табл. 19). Однако для пластинок осмия, сростающихся с зернистыми агрегатами иридия, характерна значительная вариация содержания Ir (табл. 19) в пределах кристалла (рис. 8м). Морфологические особенности и генетические взаимоотношения пластинок осмия с другими минералами позволяют утверждать, что этот минерал кристаллизуется самым первым.

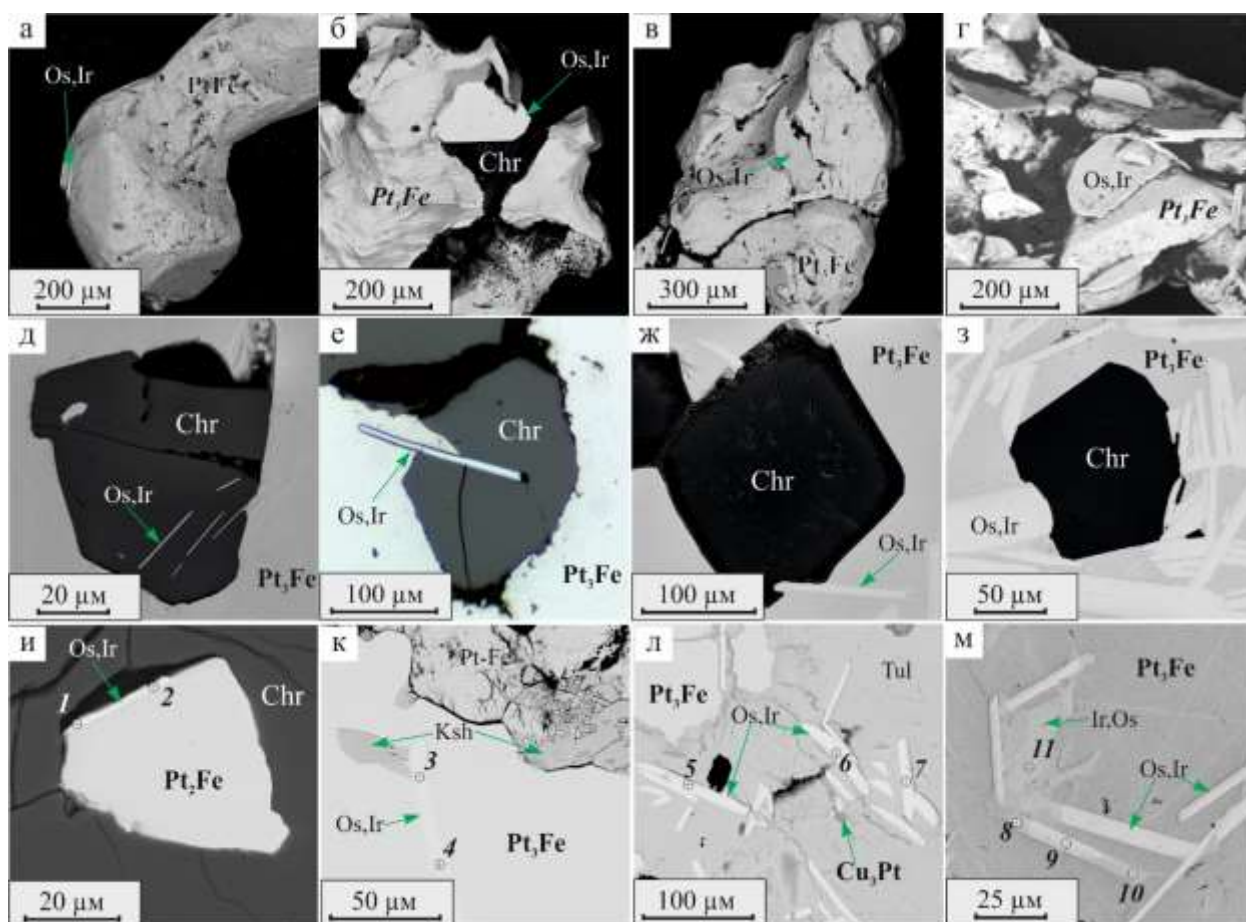


Рис. 61. Морфологические особенности и внутреннее строение индивидов осмия в Pt-Fe минералах из хромититов Нижнетагильского (а, и), Светлоборского (б, к), Вересовоборского (в, д, е, л) и Каменушенского (г, ж, з, м) массивов. Os,Ir – осмий, Pt,Fe – изоферроплатина, Chr – хромшпинелид, Pt-Fe – смесь железо-платиновых минералов, Ksh – кашинит, Tul – туламинит, Cu₃Pt – медно-платиновый неназванный минерал, Ir,Os – иридий. Номера точек анализов соответствуют номерам в таблице 19. СЭМ-фото в режиме BSE

Таблица 19.

Химический состав осмия и иридия из Pt-Fe минералов хромититов Нижнетагильского (1, 2), Светлоборского (3, 4), Вересовоборского (5–7) и Каменушенского (8–11) массивов, мас. %.

№	Fe	Ni	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Σ	Формула
1	1.21	–	5.80	–	53.80	39.20	–	100.00	Os _{0,50} Ir _{0,36} Ru _{0,10} Fe _{0,04}
2	1.26	–	5.64	0.99	52.80	39.30	–	100.00	Os _{0,49} Ir _{0,36} Ru _{0,10} Fe _{0,04} Rh _{0,02}
3	0.21	–	0.95	–	68.10	30.90	–	100.20	Os _{0,67} Ir _{0,30} Ru _{0,02} Fe _{0,01}
4	0.17	–	1.65	–	72.00	26.30	–	100.10	Os _{0,71} Ir _{0,26} Ru _{0,03} Fe _{0,01}
5	0.13	–	0.23	–	94.60	6.01	–	100.90	Os _{0,93} Ir _{0,06}
6	0.26	–	–	–	94.40	5.01	–	99.60	Os _{0,94} Ir _{0,05} Fe _{0,01}
7	0.30	–	0.26	–	90.40	8.67	–	99.60	Os _{0,90} Ir _{0,09} Fe _{0,01}
8	–	0.24	3.85	0.52	68.30	26.20	–	99.00	Os _{0,66} Ir _{0,25} Ru _{0,07} Fe _{0,01} Rh _{0,01} Ni _{0,01}
9	–	–	3.45	0.28	70.90	26.10	–	100.80	Os _{0,68} Ir _{0,25} Ru _{0,06}
10	–	0.24	4.37	0.52	62.20	32.80	–	100.10	Os _{0,59} Ir _{0,31} Ru _{0,08} Fe _{0,01} Rh _{0,01}
11	0.40	–	5.65	3.19	27.10	49.90	13.40	99.50	Ir _{0,46} Os _{0,25} Pt _{0,12} Ru _{0,10} Rh _{0,05} Fe _{0,01}

Примечание. Содержания Cu, Co, Pd – ниже пределов обнаружения. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения. Формулы минералов рассчитаны на 1 атом (100 ат.%)

Иридий в виде включений широко распространен в Pt-Fe минералах Нижнетагильского, Светлоборского и Каменушенского массивов. Морфология включений

иридия в изоферроплатине разнообразна. Относительно редки обособления иридия, нарастающие на хромшпинелид (рис. 62а) или пластинки осмия (см. рис. 61м; рис. 62б). Для этих обособлений характерно присутствие продуктов распада твёрдого раствора с мелкими изометричными индивидами изоферроплатины (Рамдор, 1962). Эти морфологические особенности позволяют рассматривать часть индивидов иридия как формирующиеся вслед за осмием до кристаллизации основного объёма Pt-Fe твёрдых растворов. Широким распространением пользуются продукты распада твёрдого раствора иридия в изоферроплатине. Среди них преобладает эмульсионная вкрапленность мелких изометричных индивидов иридия в Pt-Fe матрице (рис. 62в), реже обнаруживается более грубый распад твёрдого раствора иридия в Pt-Fe минералах в виде балок или пластин. Между тонкой эмульсионной вкрапленностью и пластинчатыми продуктами распада твёрдого раствора наблюдается полный ряд промежуточных взаимоотношений (рис. 62г). Изоферроплатина, обогащённая вкрапленными обособлениями иридия, характеризуется повышенным содержанием Ir (табл. 20), тогда как иридий в существенной мере обогащён платиной. Для изоферроплатины из хромититов Каменушенского, Светлоборского и в меньшей степени Нижнетагильского массивов характерны вкрапления зернистых агрегатов иридия размером в среднем менее 1 мм. В хромититах Светлоборского массива встречаются индивиды иридия (рис. 62д) и их агрегаты, достигающие по весу нескольких граммов (Паламарчук, Степанов, 2016), что указывает на крайне высокое обогащение минералообразующей среды этим элементом.

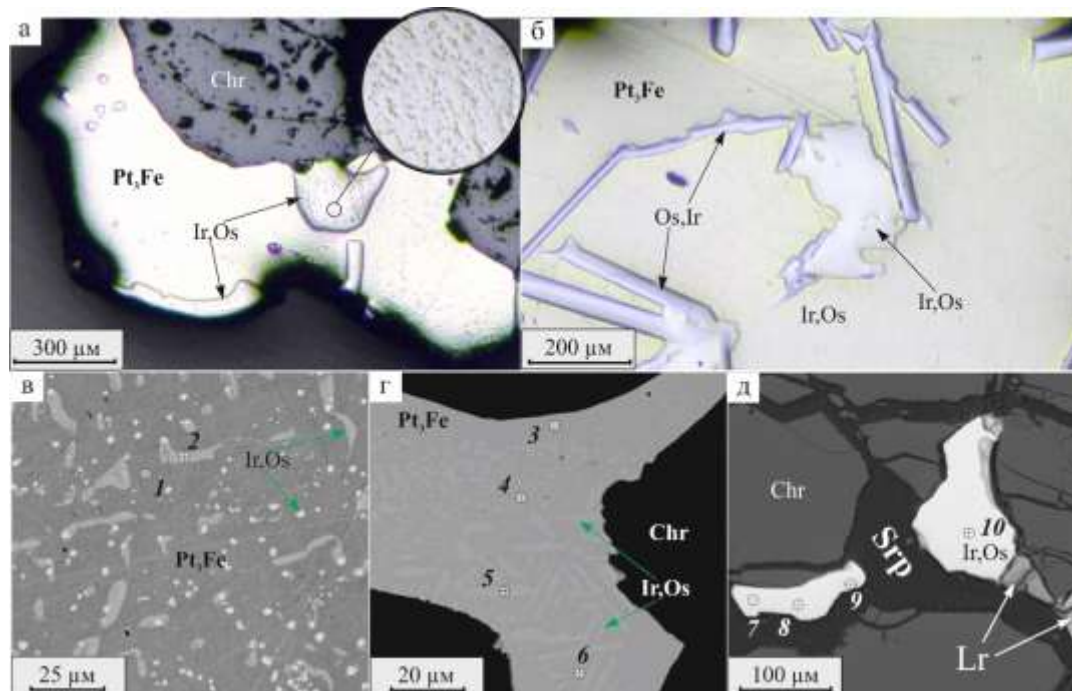


Рис. 62. Включения иридия в Pt-Fe минералах из хромититов Каменушенского (а, б) и Светлоборского (в–д) массивов. Pt₃Fe – изоферроплатина, Ir, Os – иридий, Os, Ir – осмий, Lr – лаурит, Chr –

хромшпинелид. Номера точек анализов соответствуют номерам в таблице 20. Фотографии в отраженном свете (а, б) и СЭМ-фото в режиме BSE (в–д)

Таблица 20

Химический состав иридия и сопутствующих Pt-Fe минералов из хромититов Нижнетагильского (№ 1–5), Светлоборского (№ 6–9, 12–16) и Каменушенского (10,11)

массивов										Формула
№	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Σ	
1	2.05	–	–	0.60	1.98	1.70	90.2	3.72	100.2	$\text{Ir}_{0,84}\text{Fe}_{0,07}\text{Rh}_{0,03}\text{Pt}_{0,03}\text{Os}_{0,02}\text{Ru}_{0,01}$
2	11.1	0.32	0.62	–	–	–	8.17	78.9	99.0	$(\text{Pt}_{1,84}\text{Ir}_{0,19})_{2,03}(\text{Fe}_{0,90}\text{Cu}_{0,04}\text{Ni}_{0,02})_{0,96}$
3	2.70	–	–	0.35	1.87	1.20	91.7	2.3	100.1	$\text{Ir}_{0,84}\text{Fe}_{0,09}\text{Rh}_{0,03}\text{Pt}_{0,02}\text{Ru}_{0,01}\text{Os}_{0,01}$
4	12.1	4.64	1.41	–	0.40	–	10.8	70.5	99.9	$(\text{Pt}_{0,98}\text{Ir}_{0,15}\text{Rh}_{0,01})_{1,14}(\text{Fe}_{0,59}\text{Ni}_{0,21}\text{Cu}_{0,06})_{0,86}$
5	9.72	3.44	0.58	0.72	1.36	–	23.5	61.1	100.3	$(\text{Pt}_{1,35}\text{Ir}_{0,53}\text{Rh}_{0,06}\text{Ru}_{0,03})_{1,96}(\text{Fe}_{0,75}\text{Ni}_{0,25}\text{Cu}_{0,04})_{1,04}$
6	7.94	–	1.01	–	0.55	–	3.57	86.3	99.3	$(\text{Pt}_{2,83}\text{Ir}_{0,12}\text{Rh}_{0,03})_{2,98}(\text{Fe}_{0,91}\text{Cu}_{0,10})_{1,01}$
7	8.22	–	1.05	–	–	–	3.14	87.6	99.9	$(\text{Pt}_{2,85}\text{Ir}_{0,10})_{2,95}(\text{Fe}_{0,94}\text{Cu}_{0,11})_{1,05}$
8	1.04	–	–	3.06	2.52	8.43	77.8	7.14	99.9	$\text{Ir}_{0,72}\text{Os}_{0,08}\text{Pt}_{0,07}\text{Ru}_{0,05}\text{Rh}_{0,04}\text{Fe}_{0,03}$
9	1.07	–	–	2.99	–	9.36	78.5	7.62	99.5	$\text{Ir}_{0,75}\text{Os}_{0,09}\text{Pt}_{0,07}\text{Ru}_{0,05}\text{Fe}_{0,04}$
10	1.88	–	–	3.17	3.05	19.1	48.3	24.4	99.8	$\text{Ir}_{0,44}\text{Pt}_{0,22}\text{Os}_{0,18}\text{Fe}_{0,06}\text{Ru}_{0,05}\text{Rh}_{0,05}$
11	8.27	–	0.57	0.20	1.25	0.55	1.41	88.2	100.5	$(\text{Pt}_{2,85}\text{Rh}_{0,08}\text{Ir}_{0,05}\text{Pd}_{0,01})_{2,99}(\text{Fe}_{0,94}\text{Cu}_{0,06})_{1,00}$
12	0.77	–	–	1.97	2.56	–	83.6	11.1	100.0	$\text{Ir}_{0,79}\text{Pt}_{0,10}\text{Rh}_{0,05}\text{Ru}_{0,04}\text{Fe}_{0,03}$
13	0.60	–	0.28	1.52	2.16	–	83.4	11.3	99.2	$\text{Ir}_{0,80}\text{Pt}_{0,11}\text{Rh}_{0,04}\text{Ru}_{0,03}\text{Fe}_{0,02}\text{Cu}_{0,01}$
14	0.80	–	–	1.52	2.44	–	81.8	13.4	99.9	$\text{Ir}_{0,78}\text{Pt}_{0,13}\text{Rh}_{0,04}\text{Ru}_{0,03}\text{Fe}_{0,03}$
15	3.35	–	0.28	1.10	1.57	–	44.7	48.9	100.0	$\text{Pt}_{0,44}\text{Ir}_{0,41}\text{Fe}_{0,10}\text{Rh}_{0,03}\text{Ru}_{0,02}\text{Cu}_{0,01}$
16	2.72	–	–	1.80	1.87	–	56.6	37.0	99.9	$\text{Ir}_{0,52}\text{Pt}_{0,33}\text{Fe}_{0,09}\text{Ru}_{0,03}\text{Rh}_{0,03}$

Примечание. Анализы № 1, 3, 8–10, 12–16 – иридий, формулы рассчитаны на 1 атом (100 ат.%); анализ № 4 – никелистая тетраферроплатина, формула рассчитана на 2 атома; анализы № 2, 5 – железистая платина, формулы рассчитаны на 3 атома; анализы № 6, 7, 11 – изоферроплатина, формулы рассчитаны на 4 атома.

Минералы изоморфного ряда лаурит-эрликманит представлены двумя морфологическими разновидностями. Первая разновидность – единичные идиоморфные кристаллы в Pt-Fe матрице (рис. 63а–в). Они приурочены к краевым частям скоплений железо-платиновых минералов. Для большинства индивидов характерной чертой является их ярко выраженная зональность с вариацией содержания Os и Ru (табл. 21; рис. 63б–г). При этом в центральных частях индивидов лауритовый минерал преобладает над эрликманитовым, а по мере продвижения к краевым зонам роста кристаллов содержания Os значительно возрастает вплоть до перехода лаурита в эрликманит. Вторая разновидность – лаурит или эрликманит, нарастающий на хромшпинелид, представлена на рисунках 63 г–е, частично, вероятно, с образованием эпитаксических сростаний (рис. 63е). Широкое распространение Os-Ru сульфидов характерно для ассоциации МПГ из хромититов Светлоборского и Каменушенского массивов, однако в ограниченном количестве лаурит и эрликманит обнаруживаются в Pt-Fe минералах из остальных зональных массивов Среднего Урала.

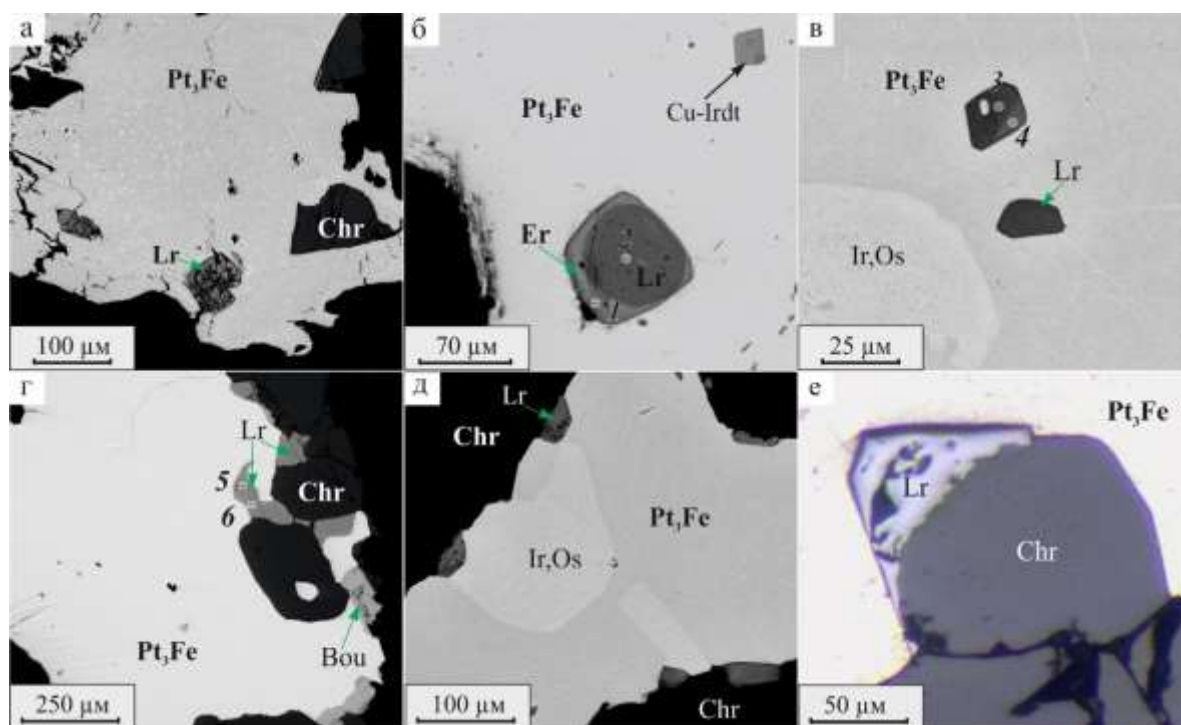


Рис. 63. Включения минералов изоморфного ряда лаурит-эрликманит в Pt-Fe минералах Нижнетагильского (а), Светлоборского (б, г) и Каменушенского (в, д, е) массивов. Pt₃Fe – изоферроплатина, Lr – лаурит, Er – эрликманит, Bou – бауит, Ir,Os – иридий, Cu-Irtd – купроиридсит, Chr – хромшпинелид. Номера точек анализов соответствуют номерам в таблице 21. СЭМ-фото в режиме BSE (а–д) и фото в отраженном свете (е)

Таблица 21

Химический состав лаурита и эрликманита из Светлоборского (№ 1,2 5,6) и Каменушенского (3,4) массивов.

№	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	S	Σ	Формула
1	18.7	–	47.6	5.65	–	28.0	99.9	(Os _{0,56} Ru _{0,42} Ir _{0,07}) _{1,04} S _{1,96}
2	34.9	–	29.9	3.74	–	31.3	99.9	(Ru _{0,69} Os _{0,31} Ir _{0,04}) _{1,05} S _{1,95}
3	49.9	–	6.25	6.72	–	36.1	99.1	(Ru _{0,88} Os _{0,06} Ir _{0,06}) _{1,00} S _{2,00}
4	47.2	–	10.3	6.71	–	36.1	100.3	(Ru _{0,83} Os _{0,10} Ir _{0,06}) _{0,99} S _{2,01}
5	36.1	0.67	21.8	8.01	–	34.6	101.1	(Ru _{0,67} Os _{0,21} Ir _{0,08} Rh _{0,01}) _{0,98} S _{2,02}
6	29.2	0.58	29.1	8.80	0.61	32.9	101.1	(Ru _{0,57} Os _{0,30} Ir _{0,09} Pt _{0,01}) _{0,98} S _{2,02}

Примечание. Анализ № 1 – эрликманит, анализы № 2–6 – лаурит, формулы рассчитаны на 3 атома. Прочерк – содержания элемента ниже пределов обнаружения

В значительно меньшем количестве по сравнению с лауритом и эрликманитом в Pt-Fe минералах зональных массивов Среднего Урала распространены минералы изоморфного ряда кашинит-бауит. Для них, как и для Os-Ru сульфидов, выявлены две морфологические разновидности: относительно крупные индивиды размером 100-400 мкм, срастающиеся с хромшпинелидом (рис 64а, б), и отдельные мелкие идиоморфные кристаллы размером менее 50 мкм в виде включений в Pt-Fe минералах (рис. 64в). Для некоторых индивидов сульфидов Rh и Ir выявлена зональность, выражающаяся в преобладании в составе центральной части кристалла кашинитового минерала и повышении содержания Rh к краевым зонам роста индивидов (табл. 22) вплоть до перехода кашинита в бауит (табл. 22, рис. 64в, г, е). Выявлены единичные случаи замещения Os-Ir-(Ru) твёрдых растворов кашинитом

(рис. 64г). Нередко минералы изоморфного ряда кашинит-боуит замещаются тонкокристаллическим агрегатом Pt-Fe минералов (рис. 64д, е), отвечающих по составу смеси изоферроплатины с тетраферроплатиной. Кашинит и бауит обнаружены в качестве включений в Pt-Fe твёрдых растворах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов, но не встречены в МПГ из хромититов Нижнетагильского массива. Отмечены срастания кашинита с Ir-Rh тиошпинелями (рис. 64д; табл. 22). Ir-Rh тиошпинели ряда феррородсит–купрородсит–купроиридсит хоть и являются типоморфными включениями в Pt-Fe минералах из зональных массивов (Подлипский и др., 1999), но имеют ограниченное распространение среди включений в Pt-Fe твёрдых растворах из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. Их повышенное содержание характерно для Pt-Fe минералов Светлоборского и Вересовоборского массивов, единичные включения купроиридсита в изоферроплатине выявлены в хромититах Каменушенского массива. Минералы группы феррородсит–купрородсит обычно встречаются в виде идиоморфных кристаллов или изометричных зёрен размером менее 100 мкм, заключённых в Pt-Fe матрицу (рис. 64ж–и). Состав этих минералов приведен в таблице 22. Крайне редки крупные изометричные индивиды размером более 200 мкм, тяготеющим к краевым частям индивидов Pt-Fe твёрдых растворов (Степанов и др., 2017). Для ряда образцов из хромититов Светлоборского массива в индивидах тиошпинелей диагностирован распад твёрдого раствора с образованием закономерно ориентированных пластинок иридистого осмия в сочетании с тонкокристаллическим агрегатом Pt-Fe минералов.

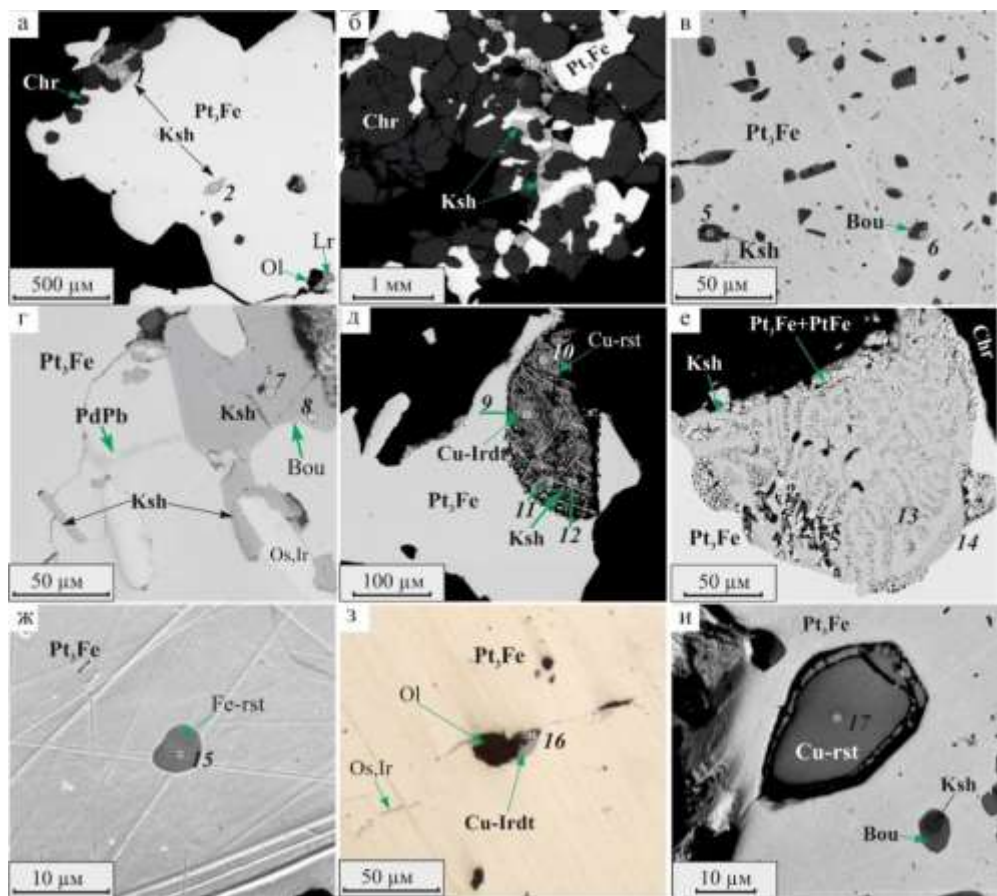


Рис. 64. Включения минералов изоморфного ряда кашинит–боуит и Ir-Rh тиошпинелей в изоферроплатине из хромититов Светлоборского (а, б, д, е), Вересовоборского (г, ж, з,) и Каменушенского (в, и) массивов. Pt₃Fe – изоферроплатина, Ksh – кашинит, Bou –боуит, Cu-rst – купрородсит, Cu-Irdr – купроиридсит, Fe-rst –феррородсит, PdPb – звягнецевит, PdHg – потарит, Lr – лаурит, Os,Ir – осмий, Chr – хромшпинелид, Ol – оливин. Номера точек анализов соответствуют номерам в таблице 22

Таблица 22

Химический состав минералов изоморфных рядов кашинит–боуит и Ir–Rh тиошпинелей – включений в Pt–Fe минералах из Светлоборского (1–4, 9–14), Вересовоборского (7, 8, 15, 16) и Каменушенского (5,6,17).

№	Fe	Cu	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	S	Σ	Формула
1	–	0.08	–	25.5	1.02	47.2	0.91	25.4	100.0	(Rh _{0,95} Ir _{0,95} Os _{0,02} Pt _{0,02}) _{1,94} S _{3,05}
2	–	0.25	–	27.5	0.83	46.2	–	25.5	100.3	(Rh _{1,02} Ir _{0,92} Os _{0,02} Cu _{0,01}) _{1,95} S _{3,05}
3	–	0.18	35.1	1.36	22.1	6.29	0.30	34.7	100.1	(Ru _{0,65} Os _{0,22} Ir _{0,06} Rh _{0,02} Cu _{0,01}) _{0,96} S _{2,03}
4	–	–	–	23.9	–	50.7	–	25.4	100.1	(Ir _{1,02} Rh _{0,90}) _{1,93} S _{3,07}
5	–	–	–	34.8	–	38.8	–	27.4	100.9	(Rh _{1,21} Ir _{0,73}) _{1,94} S _{3,06}
6	–	–	–	47.4	–	23.9	–	28.8	100.2	(Rh _{1,51} Ir _{0,42}) _{1,98} S _{3,02}
7	–	–	–	14.4	–	62.4	–	22.9	100.6	(Ir _{1,38} Rh _{0,59}) _{1,97} S _{3,03}
8	–	–	–	26.2	–	51.0	–	22.6	100.6	(Ir _{1,08} Rh _{1,04}) _{2,12} S _{2,88}
9	5.56	5.18	–	30.5	–	34.9	–	25.7	101.8	(Fe _{0,48} Cu _{0,39}) _{0,87} (Rh _{1,42} Ir _{0,87}) _{2,29} S _{3,84}
10	5.23	6.06	0.11	13.6	0.19	50.7	–	25.6	101.6	(Fe _{0,47} Cu _{0,48}) _{0,96} (Ir _{1,33} Rh _{0,67}) _{2,00} S _{4,03}
11	0.99	–	–	22.2	–	52.6	0.29	23.7	99.8	(Ir _{1,10} Rh _{0,87} Fe _{0,07} Pt _{0,01}) _{1,97} S _{2,96}
12	0.82	0.62	–	20.3	–	53.2	0.37	22.9	98.3	(Ir _{1,14} Rh _{0,81} Fe _{0,06} Cu _{0,04} Pt _{0,01}) _{1,96} S _{2,94}
13	–	–	–	8.68	–	64.2	–	25.1	97.9	(Ir _{1,39} Rh _{0,35}) _{1,74} S _{3,26}
14	–	–	–	19.9	–	52.8	–	25.2	98.0	(Ir _{1,10} Rh _{0,77}) _{1,87} S _{3,13}
15	7.49	7.34	0.24	44.2	0.22	9.20	1.96	29.6	100.2	(Fe _{0,57} Cu _{0,49}) _{1,06} (Rh _{1,81} Ir _{0,20} Pt _{0,04} Ru _{0,01}) _{2,06} S _{3,88}
16	1.68	10.60	–	14.4	–	34.5	9.48	26.1	96.7	(Cu _{0,84} Fe _{0,15}) _{0,99} (Ir _{0,91} Rh _{0,71} Pt _{0,25}) _{1,87} S _{4,14}
17	4.38	8.08	–	42.4	–	15.6	1.21	29.1	100.8	(Cu _{0,55} Fe _{0,34}) _{0,89} (Rh _{1,79} Ir _{0,35} Pt _{0,03}) _{2,17} S _{3,94}

Примечание. Анализы № 1, 2, 5 – бауит, № 4, 6–8, 11–14 – кашинит, формулы рассчитаны на 5 атомов; анализы № 9, 15, 17 – купрородсит, анализы № 10, 16 – купроиридсит, формулы рассчитаны на 7 атомов; анализ № 3 – лаурит, формула рассчитана на 3 атома

Большинство зёрен Pt-Fe твёрдых растворов Нижнетагильского и Вересовоборского массивов, по составу отвечающих железистой платине или изоферроплатине, подвергнуты замещению поздними вторичными минералами группы тетраферроплатины. Однако развитию новообразованных минералов предшествует значительная деформация Pt-Fe минералов и включений в них. Осмий и хромшпинелид испытывают преимущественно хрупкие деформации. Пластинчатые индивиды осмия часто сломаны или надломлены в месте изгиба (рис. 65а, б), реже изгибаются без хрупкой деформации (рис. 65в). Ковкие Pt-Fe минералы при этом испытывают пластические деформации и часто "вдавливается" в трещины отрыва в кристаллах осмия и в межзерновое пространство хромшпинелидового агрегата (рис. 65г–е). Эти преобразования минералов происходили, вероятно, при температурах существенно ниже температуры плавления минералов и высоком давлении.

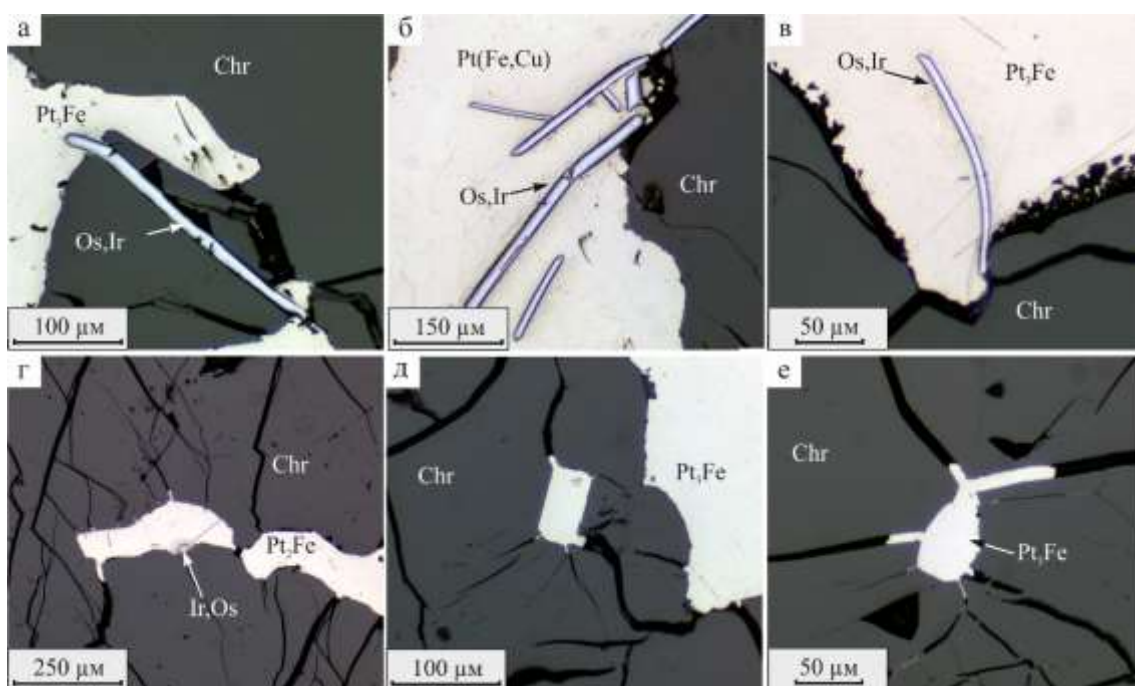


Рис. 65. Результат хрупких деформаций хромшпинелида и иридиевого осмия и пластических деформаций Pt-Fe минералов Вересовоборского (а–в, д, е) и Нижнетагильского (г) массивов. Pt₃Fe – изоферроплатина, Pt₂Fe – железистая платина, Os,Ir – осмий, Pt(Fe,Cu) – туламинит, Ir,Os – иридий, Chr – хромшпинелид. Фотографии в отраженном свете

После пластических деформаций агрегаты и индивиды Pt-Fe минералов подвергались замещению вторичными минералами группы тетраферроплатины (табл. 23). В большинстве случаев эти минералы формируют каймы замещения с сохранением первичного Pt-Fe «ядра», что видно на рисунке 66а. Для ряда индивидов изоферроплатины фронт развития метасоматического замещения тетраферроплатиной или туламинитом обусловлен распространением деформационных структур (рис. 66б, в) по направлению (111), отвечающему спайности (Бетехтин, 1935, Tolstykh *et al.*, 2015). В разных индивидах Pt-Fe минералов наблюдаются разные соотношения процессов замещения

первичных Pt-Fe минералов вдоль трещин спайности или вдоль границ зёрен (рис. 66б–г). В целом развитие минералов группы тетраферроплатины вдоль трещин спайности в Pt-Fe минералах является начальной стадией их метасоматического преобразования. Конечным продуктом этих преобразований являются полные псевдоморфозы минералов группы тетраферроплатины по первичным Pt-Fe минералам. Каймы замещения состоят из многочисленных параллельно ориентированных удлинённых индивидов, хорошо различимых в отражённом свете при включенном анализаторе из-за анизотропии минералов группы тетраферроплатины (рис. 66д). При этом для хромититов Нижнетагильского массива установлено (Степанов, Малич, 2016), что Pt-Fe твёрдые растворы, отвечающие по составу железистой платине, замещаются туламинитом, а Pt-Fe минералы со стехиометрией изоферроплатины подвержены замещению ферроникельплатиной. В образцах МПГ из хромититов Вересовоборского массива было обнаружено замещение Pt-Fe твёрдого раствора, по составу близкого к изоферроплатине, туламинитом, а туламинит, в свою очередь, был замещён тетраферроплатиной (рис. 66е). Среди Cu–Ni–Fe–Pt интерметаллидов обнаружен также минерал со стехиометрией Cu_3Pt , псевдоморфно замещающий туламинит (рис. 66ж) или выполняющий небольшие трещины в нём (рис. 66з). Относительно редки случаи замещения первичной изоферроплатины кислородсодержащими платиновыми соединениями (рис. 66и).

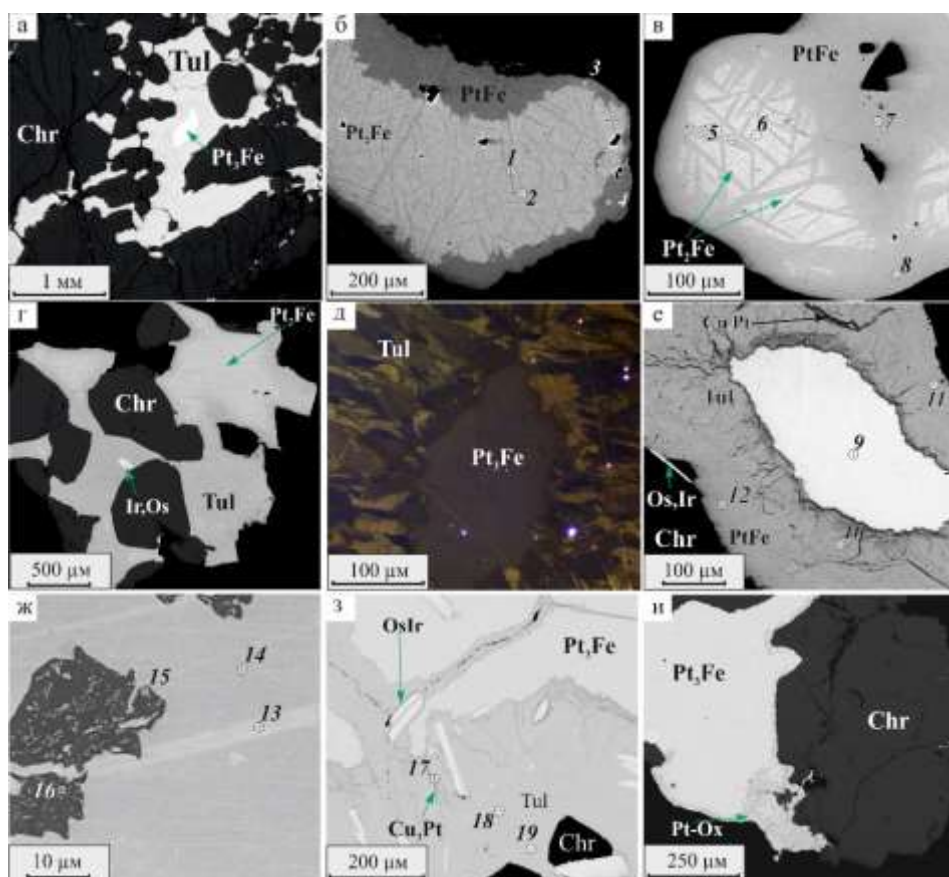


Рис. 66. Метасоматические агрегаты минералов группы тетраферроплатины, замещающие первичные Pt-Fe минералы Вересовоборского (а, д, е, з) и Нижнетагильского (б-г, ж, и) массивов. Pt₃Fe – изоферроплатина, Pt₂Fe – железистая платина, PtFe – тетраферроплатина, Tul – туламинит, Ir,Os – осмистый иридий, Os,Ir – осмий, Cu₃Pt – платиново-медный минерал, Pt-Ox – кислородсодержащие платиновые минералы, Chr – хромшпинелид. Номера точек анализов соответствуют номерам в таблице 23. СЭМ-фото в режиме BSE и фото в отраженном свете с анализатором (д)

Таблица 23

Химический состав минералов группы тетраферроплатины и Pt-Fe интерметаллидов
Нижнетагильского (1–8, 13–16) и Вересовоборского (9–12, 17–19) массивов

№	Fe	Co	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Σ	Формула
1	15.6	—	—	3.77	0.09	0.78	0.40	1.85	76.3	99.3	(Pt _{1,03} Ir _{0,03} Rh _{0,02} Pd _{0,01}) _{1,09} (Fe _{0,74} Cu _{0,16}) _{0,92}
2	12.4	—	0.31	0.88	—	0.62	—	2.62	82.4	99.7	Pt _{0,62} Fe _{0,33} Ir _{0,02} Cu _{0,02} Ni _{0,01} Rh _{0,01}
3	17.5	—	0.44	2.75	—	—	0.38	2.01	75.3	99.1	(Pt _{1,00} Ir _{0,03} Pd _{0,01}) _{1,05} (Fe _{0,81} Cu _{0,11} Ni _{0,02}) _{0,93}
4	15.7	—	0.29	5.95	—	—	0.57	1.72	75.2	100.3	(Pt _{0,98} Ir _{0,02} Pd _{0,01}) _{1,03} (Fe _{0,71} Cu _{0,24} Ni _{0,01}) _{0,96}
5	16.7	—	—	2.01	—	0.20	0.26	4.67	73.4	97.5	(Pt _{1,01} Ir _{0,07} Rh _{0,01} Pd _{0,01}) _{1,10} (Fe _{0,81} Cu _{0,09}) _{0,92}
6	13.1	0.21	0.47	0.66	—	—	—	3.32	80.9	99.0	Pt _{0,60} Fe _{0,34} Ir _{0,03} Cu _{0,02} Ni _{0,01}
7	19.4	—	0.75	2.43	0.35	—	0.21	1.03	75.8	100.1	(Pt _{0,97} Ir _{0,01} Ru _{0,01}) _{0,99} (Fe _{0,87} Cu _{0,10} Ni _{0,03}) _{1,00}
8	17.3	0.27	0.66	1.77	—	—	—	1.31	77.9	99.7	(Pt _{1,05} Ir _{0,02}) _{1,07} (Fe _{0,81} Cu _{0,07} Ni _{0,03} Co _{0,01}) _{0,92}
9	8.34	—	—	—	—	0.25	1.39	—	90.9	100.9	(Pt _{2,95} Pd _{0,08} Rh _{0,02}) _{3,05} Fe _{0,95}
10	7.58	—	0.28	15.6	0.59	—	0.21	—	75.7	100.1	(Pt _{0,99} Ru _{0,01} Pd _{0,01}) _{1,02} (Cu _{0,63} Fe _{0,25} Ni _{0,01}) _{0,89}
11	18.4	—	—	7.00	0.36	0.68	0.45	—	74.2	101.1	(Pt _{0,91} Rh _{0,02} Ru _{0,01} Pd _{0,01}) _{0,95} (Fe _{0,79} Cu _{0,26}) _{1,05}
12	21.4	—	0.20	0.82	0.56	0.65	—	—	75.5	99.1	(Pt _{0,97} Rh _{0,02} Ru _{0,01}) _{1,00} (Fe _{0,96} Cu _{0,03} Ni _{0,01}) _{1,00}
13	13.3	—	7.18	3.54	—	—	—	—	76.0	99.9	Pt _{0,97} (Fe _{0,59} Ni _{0,30} Cu _{0,14}) _{1,03}
14	13.4	—	6.93	3.14	—	—	—	—	76.4	99.8	Pt _{0,98} (Fe _{0,60} Ni _{0,30} Cu _{0,12}) _{1,02}
15	0.45	—	0.63	54.3	—	—	—	—	44.8	100.2	Cu _{3,10} Pt _{0,83} Ni _{0,04} Fe _{0,03}
16	0.45	0.61	—	52.9	—	—	—	—	46.1	100.0	Cu _{3,12} Pt _{0,82} Co _{0,04} Fe _{0,03}
17	0.75	—	—	56.3	—	—	1.23	—	41.1	99.4	Cu _{3,21} (Pt _{0,71} Pd _{0,04}) _{0,75} Fe _{0,04}
18	9.86	—	—	17.2	—	—	—	1.26	71.9	100.3	(Pt _{0,90} Ir _{0,02}) _{0,92} (Cu _{0,66} Fe _{0,43}) _{1,09}
19	11.2	—	—	13.4	—	0.31	0.21	1.36	73.8	100.3	(Pt _{0,94} Ir _{0,02} Rh _{0,01}) _{0,97} (Cu _{0,53} Fe _{0,50}) _{1,03}

Примечание. Анализы № 1, 3–5, 7, 8, 11 – медистая тетраферроплатина, № 10, 18, 19 – туламинит, № 12 – тетраферроплатина, рассчитана на 2 атома; № 13, 14 – никелистая тетраферроплатина, формулы рассчитаны на 2 атома; № 9 – изоферроплатина, № 15–17 – Cu₃Pt, формулы рассчитаны на 4 атома; № 2, 6 – железистая платина, формулы рассчитаны на 1 атом

В связи с поздними процессами серпентинизации, выражающихся в развитии прожилков мелко-среднепластинчатого серпентина, происходит активное преобразование первичных Pt-Fe твёрдых растворов, включений в них и минералов группы тетраферроплатины (рис. 67а). Пластинки самородного или иридистого осмия замещаются гексаферрумом, зачастую с сохранением первичных кристаллографических форм (рис. 67б). Нередко в агрегате гексаферрума обнаруживаются реликты первичных минералов (рис. 67в). Из сульфидов платиноидов наиболее подвержены вторичным преобразованиям минералы ряда кашинит–баунит. Они замещаются мелко-, тонкозернистым губчатым агрегатом Pt-Fe минералов (см. рис. 64е). В трещинах или краевых частях зёрен Pt-Fe минералов, агрегатов туламинита, тетраферроплатины и ферроникельплатины обнаружены сульфиды (куперит, ферродсит), арсениды (сперрилит) (Tolstykh *et al.* 2015), антимониды (стибиопалладинит) (Tolstykh *et al.* 2015), сульфоарсениды (ирарсит, холлингвортит, осарсит, руарсит), сульфоантимониды (толовкит), плюмбиды (звягинцевит, родплюмсит), меркуриды (потарит) (см. рис. 64г) элементов платиновой группы, в редких случаях содержащие также теллур и висмут. Особенно широко эти минералы распространены в Pt-Fe минералах из хромититов Вересовоборского массива, а также из россыпи р. Вересовка.

Куперит в исследованных образцах имеет ограниченное распространение. Его единичное относительно крупное зерно обнаружено в изоферроплатине из хромититов Вересовоборского массива в сростании с пирротинном (рис. 67г). Помимо Вересовоборского массива, в работах предыдущих исследователей (Волченко и др., 2007; Пушкарёв и др., 2007; Толстых и др., 2011; Tolstykh *et al.*, 2015) куперит описан в Pt-Fe минералах Светлоборского и Нижнетагильского массива. Ферродсит – структурный аналог пентландита, содержащий элементы платиновой группы, характеризуется бóльшим распространением по сравнению с куперитом. В виде сложных агрегатов, содержащих многочисленные включения Fe-Ir твёрдого раствора, этот минерал замещает Pt-Fe интерметаллиды Нижнетагильского (Бегизов, Завьялов, 2016), Светлоборского (Степанов, 2015) и Вересовоборского массивов (рис. 67д). В Pt-Fe минералах Нижнетагильского и Вересовоборского массивов обнаружены включения минералов ряда холлингвортит-ирарсит (табл. 24). Они наблюдаются в виде отдельных индивидов размером около 20 мкм и, или слагают цепочки, которые размещаются субпараллельно границам зёрен платиновых минералов или трещин в них (рис. 67е, ж). В Pt-Fe минералах из хромититов Светлоборского и Каменушенского массивов авторами сульфоарсениды не обнаружены, однако в работе Н.Д. Толстых с соавторами (2011) в платиноносных дунитах Светлоборского массива описаны мелкие включения холлингвортита и ирарсита в изоферроплатине. При изучении Pt-Fe минералов из Вересовоборского массива

установлены единичные зёрна осарсита, замещающего осмий (табл. 24; рис.67з) и руарсита (рис. 67и), развивающегося по трещинам в изоферроплатине.

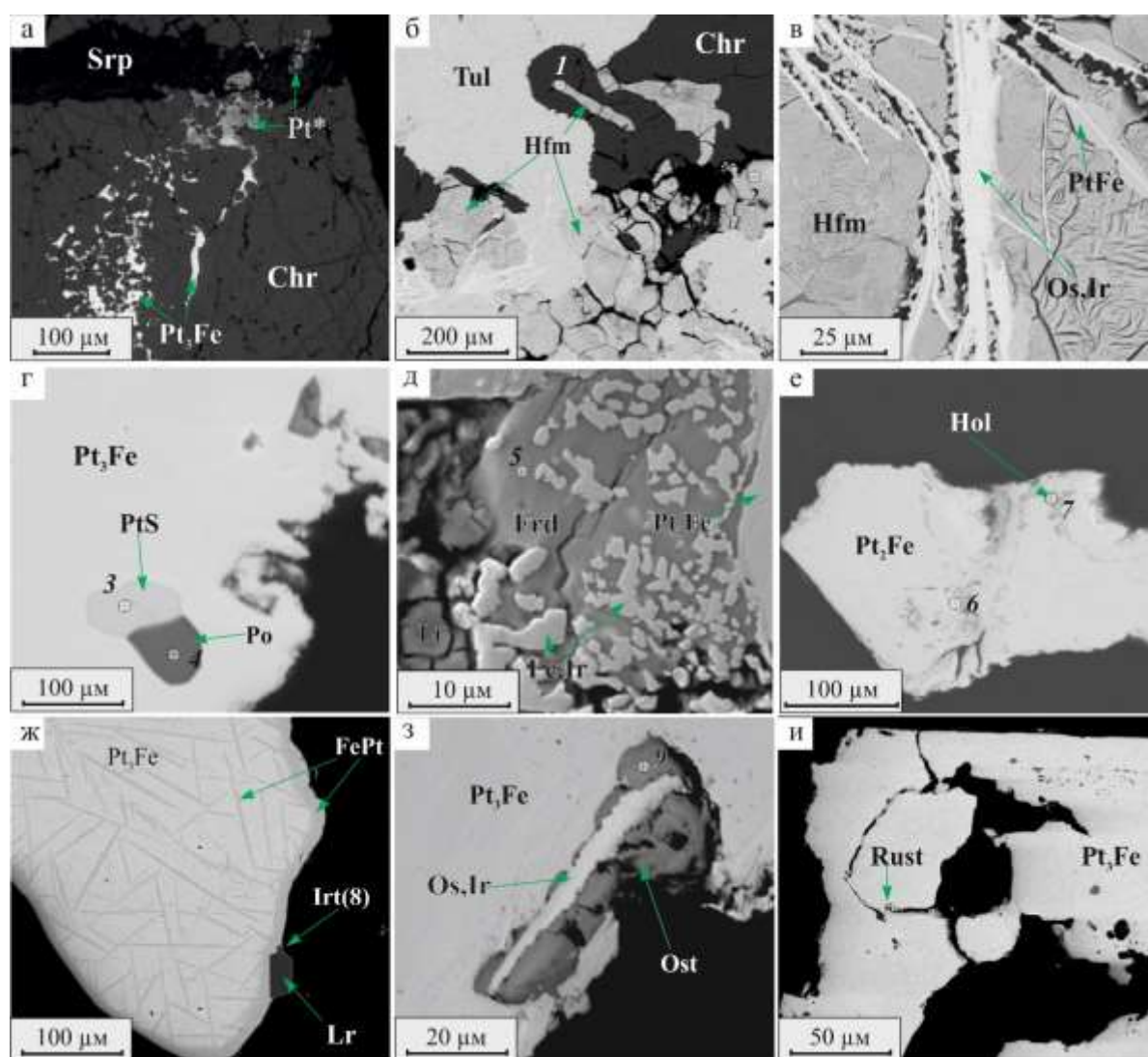


Рис. 67. Гексаферрум (Hfm), сульфиды и сульфидарсениды ЭПГ из наиболее поздней ассоциации, замещающие первичные Pt-Fe интерметаллиды и минералы группы тетраферроплатины Вересовоборского (а–д, з, и) и Нижнетагильского (е, ж) массивов. Pt₃Fe – изоферроплатина, Pt₂Fe – железистая платина, PtFe – тетраферроплатина, Pt* – тонкокристаллический агрегат тетраферроплатины и других минералов, замещающий изоферроплатину, Tul – туламинит, Hfm – гексаферрум, Os, Ir – осмий, PtS – куперит, Po – пирротин, Frd – феродсит, Lr – лаурит, Hol – холлингвортит, Irt – ирарсит, Ost – осарсит, Rust – руарсит. Номера точек анализов соответствуют номерам в таблице 24. СЭМ-фото в режиме BSE

Таблица 24

Состав гексаферрума, сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ и туламинита, развитых по первичным Pt-Fe минералам Вересовоборского (№ 1–5, 9) и Нижнетагильского (№ 6–8)

массивов												Формула
№	Fe	Ni	Cu	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	As	S	Σ	
1	16.1	–	–	1.55	–	79.4	–	–	0.91	–	97.9	$\text{Os}_{0,57}\text{Fe}_{0,39}\text{Rh}_{0,02}\text{As}_{0,02}$
2	12.1	–	–	1.30	–	79.8	3.97	–	1.34	–	98.5	$\text{Os}_{0,61}\text{Fe}_{0,31}\text{Ir}_{0,03}\text{Rh}_{0,02}\text{As}_{0,03}$
3	–	–	–	–	2.94	–	–	82.6	–	14.1	99.6	$(\text{Pt}_{0,95}\text{Pd}_{0,06})_{1,01}\text{S}_{0,99}$
4	59.2	–	–	–	–	–	–	–	–	35.7	94.9	$\text{Fe}_{0,95}\text{S}_{1,00}$
5	16.8	8.75	5.08	14.1	–	–	23.1	–	–	29.7	97.5	$(\text{Cu}_{2,93}\text{Ni}_{1,45}\text{Rh}_{1,33}\text{Ir}_{1,17}\text{Cu}_{0,78})_{7,65}\text{S}_{9,00}$
6	12.7	–	7.72	–	–	2.38	–	75.9	–	–	98.8	$(\text{Pt}_{2,07}\text{Os}_{0,07})_{2,14}\text{Fe}_{1,21}\text{Cu}_{0,65}$
7	–	–	–	37.7	–	–	9.05	5.51	31.8	13.3	97.3	$(\text{Rh}_{0,86}\text{Ir}_{0,11}\text{Pt}_{0,07})_{1,04}\text{As}_{0,99}\text{S}_{0,97}$
8	0.24	0.15	0.26	27.9	–	–	23.7	1.60	29.9	13.70	97.5	$(\text{Rh}_{0,66}\text{Ir}_{0,30}\text{Pt}_{0,02})_{0,98}\text{As}_{0,97}\text{S}_{1,03}$
9	–	–	–	4.64	–	47.2	9.33	7.42	11.5	21.3	101.4	Осарсит (?)

Примечание. Анализы № 1, 2 – гексаферрум, формула рассчитана на 1 атом (100 ат. %); анализ № 3 – куперит, формула рассчитана на 2 атома; анализ № 4 – пирротин, рассчитан на 1 атом S; № 6 – туламинит, формула рассчитана на 4 атома; № 7, 8 – холлингвортит, формула рассчитана на 3 атома.

Среди вторичных минералов Вересовоборского массива распространены Pb- и Te-содержащие минералы (табл. 25). Из числа Pb–содержащих минералов в виде метакристаллов в изоферроплатине обнаружены единичные зёрна ксингцхонгита (рис. 68а; табл. 25). Плюмбопалладинит (рис. 68б) и родплюмсит (рис. 68в) обнаружены в виде мельчайших индивидов в составе сложного агрегата Pt-Fe минералов, замещающих изоферроплатину, тетраферроплатину и туламинит. Звягинцевит выполняет тонкие трещины в изоферроплатине. Неназванный минерал, по составу близкий к $(\text{Rh,Pt})\text{Pb}(\text{Bi,Te})_2$, выявлен в виде зёрен размером менее 20 микрон в трещинах в изоферроплатине (рис. 68г). Потарит обнаружен в виде мелких индивидов размером менее 10 мкм в срастании с тетраферроплатиной (рис. 68д). Весьма редкие Pd–Cd–Hg не названные минералы находятся в виде мелких включений размером менее 10 мкм в агрегате, сложенном Os–Ir интерметаллидами, кислородсодержащими Pt-Fe минералами, замещающими тетраферроплатину (рис. 68е). Состав этих минералов в мас. %: Fe 2.13 и 1.63, Cu 0.67 и 0.63, Pd 39.38 и 37.85, Cd 19.07 и 18.96, Hg 35.68 и 34.87 в точках № 7 и 8 соответственно (см. рис. 68е, в точке № 7Ag до 3.65) с расчётными формулами: $(\text{Fe}_{0,20}\text{Cu}_{0,05}\text{Pd}_{1,89}\text{Pt}_{0,08})_{2,22}\text{Cd}_{0,87}\text{Hg}_{0,91}$ и $(\text{Fe}_{0,15}\text{Cu}_{0,05}\text{Pd}_{1,82}\text{Pt}_{0,07}\text{Ag}_{0,17})_{2,22}\text{Cd}_{0,86}\text{Hg}_{0,89}$.

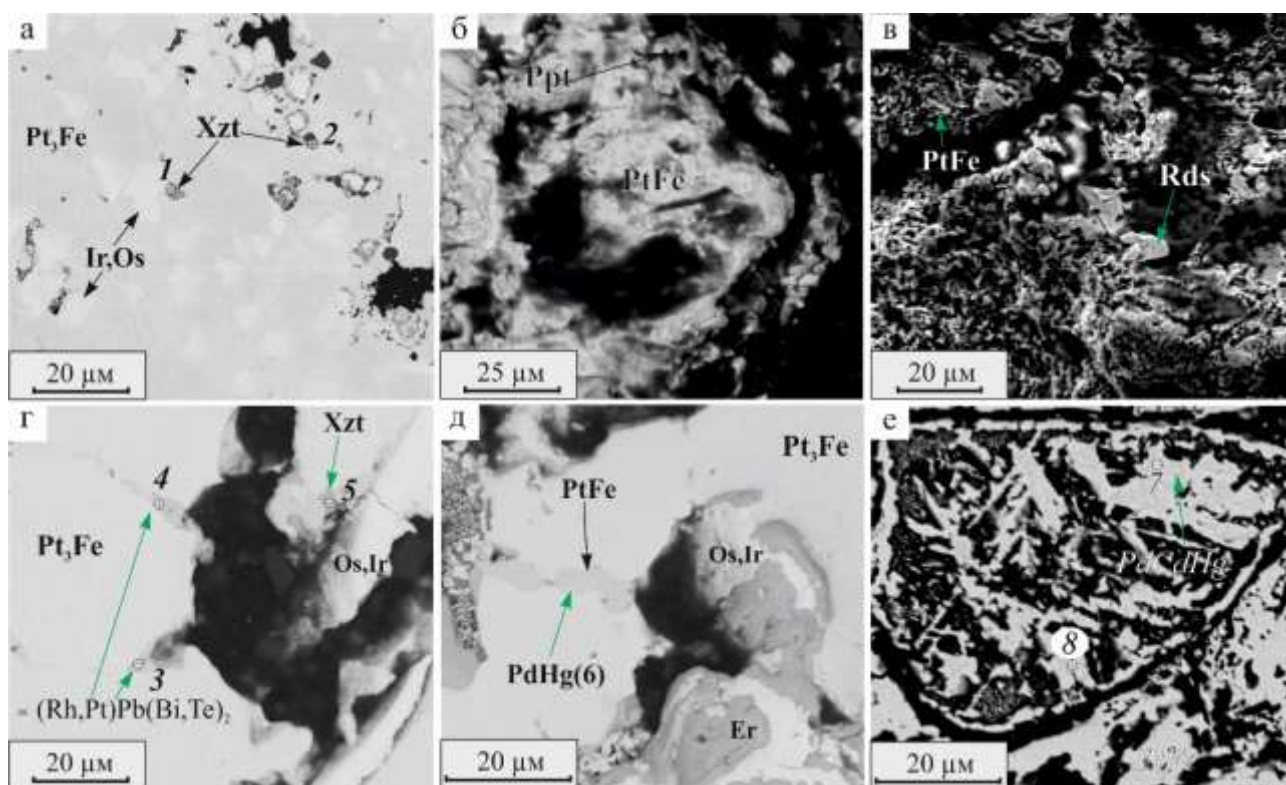


Рис. 68. Наиболее поздние вторичные минералы Вересовоборского массива. Pt_3Fe – изоферроплатина, Ir,Os – осмистый иридий, Xzt – ксингцхонгит, Ppt – плумбопалладинит, $PtFe$ – тетраферроплатина, Rds – родплюмсит, Os,Ir – иридий осмий, $(Rh,Pt)Pb(Bi,Te)_2$ – неназванный минерал, $PdHg$ – потарит, Er – эрликманит, $PdCdHg$ – неназванный минерал. Номера точек анализов соответствуют номерам в таблице 25. СЭМ-фото в режиме BSE

Таблица 25

Химический состав Pb– и Te–содержащих вторичных минералов Вересовоборского массива

№	Fe	Cu	Pb	Bi	Rh	Pd	Ir	Pt	Hg	Te	S	Σ	Формула
1	1.79	4.70	17.1	–	11.7	–	37.1	4.00	–	–	20.0	96.4	$(Pb_{0,51}Cu_{0,45}Fe_{0,20})_{1,14}$ $(Ir_{1,19}Rh_{0,70}Pt_{0,13})_{2,02}S_{3,83}$
2	0.79	5.11	18.2	–	10.9	–	30.7	9.88	–	–	20.8	97.8	$(Pb_{0,53}Cu_{0,48}Ni_{0,14}Fe_{0,08})_{1,23}$ $(Ir_{0,96}Rh_{0,63}Pt_{0,30})_{1,89}S_{3,88}$
3	–	–	9.21	10.2	23.0	–	2.60	1.61	–	48.9	–	95.6	–
4	–	–	9.76	11.6	23.6	–	1.83	1.34	–	48.0	–	96.1	–
5	–	6.12	20.9	–	18.2	–	24.6	6.20	–	–	22.0	100.8	$(Pb_{0,56}Cu_{0,53}Ni_{0,26})_{1,35}$ $(Rh_{0,98}Ir_{0,71}Pt_{0,18})_{1,87}S_{3,79}$
6	3.66	–	–	–	–	31.1	–	9.79	53.10	–	–	97.7	$(Pd_{0,87}Fe_{0,19}Pt_{0,15})_{1,21}Hg_{0,79}$

Примечание. Содержание Ni в анализах № 2 – 1,35 мас. %, № 5 – 2,74 мас.%. Анализы № 1, 2, 5 – ксингцхонгит, формулы рассчитаны на 7 атомов; анализы № 3,4 – неназванный минерал; анализ № 6 – потарит, формула рассчитана на 2 атома

5.3. Порядок образования минералов платиновой группы

Вопрос последовательности минералообразования в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов рассматривается в многочисленных работах (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Генкин 1997; Рудашевский, 1987; Волченко и др., 2007; Пушкарёв и др., 2007; Толстых и др., 2011; Мочалов, 2013; Tolstykh *et al.*, 2015; Степанов, 2015 и др.). Однако в большинстве случаев основой для определения порядка минералообразования служат образцы из одного объекта – Нижнетагильского массива (Заварицкий, 1928; Малич, 2014). При этом значительное отличие ассоциаций минералов платиновой группы из хромититов разных массивов Среднего Урала не позволяет получить обобщённую картину последовательности минералообразования. В целом же, за длительный срок исследования платиноидной минерализации был накоплен существенный объём результатов, опираясь на который с привлечением дополнительных наблюдений над морфологией агрегатов и индивидов и вовлекая в исследование статистически значимые выборки анализов минеральных индивидов из разных клинопироксенит-дунитовых массивов, представляется возможным обосновать наиболее корректную модель эволюции платиноидного оруденения. Например, объёмный морфологический анализ, в ходе исследований, позволил диагностировать индукционные поверхности на индивидах платины и хромшпинелида, свидетельствующие об их совместном росте, что в плоских сечениях однозначно диагностировать невозможно ввиду существенного разнообразия форм нахождения платиновых минералов и их различных взаимоотношений с хромшпинелидом.

На основании проведенных исследований взаимоотношений минеральных индивидов МПГ в хромититах выявлено, что наиболее ранними минералами являются Os–Ir–Ru твёрдые растворы, лаурит, эрликманит, кашинит, бауит и тиошпинели. Они встречаются преимущественно в виде идиоморфных индивидов в Pt–Fe минералах. Эти минералы наряду с изоферроплатиной, тетраферроплатиной, и ферроникельплатиной Е.В. Пушкарёв с соавторами (2007) относят к раннему парагенезису. В работе Н.Д. Толстых с соавторами (2011) изоферроплатина, Os–Ir–Ru твёрдые растворы, лаурит, эрликманит относятся к магматическому парагенезису, что подтверждается исследованиями автора, к этому же парагенезису отнесен кашинит, бауит и Ir–Rh тиошпинели. Если рассматривать последовательность формирования минералов, то по отношению к хромшпинелиду первым кристаллизуется осмий, о чём свидетельствуют идиоморфные кристаллы этого минерала, захваченные в хромшпинелиде (рис. 69а). Их образование происходит на всём временном интервале кристаллизации хромшпинелида, предшествуя образованию Pt–Fe минералов. На завершающих стадиях кристаллизации основного объёма хромшпинелида происходила

кристаллизация иридия (рис. 69б), лаурита-эрликманита (рис. 69в), кашинита-бауита (рис. 69г). Возможность кристаллизации из расплавов осмия, иридия и лаурита подтверждена экспериментальными работами (Brenan, Andrews, 2001). Отнесение минералов ряда кашинит-бауит к магматическому парагенезису дискуссионно, однако, индивиды этих минералов по отношению к изоферроплатине и хромшпинелиду занимают позицию аналогичную лауриту. В работе Д. Бренана и Д. Эндрюса (2001) приведены данные, что сульфид иридия при кристаллизации ведёт себя аналогично эрликманиту, а в работе А. Перегоедовой и М. Оненстетер (2002) кашинит, бауит, эрликманит и лаурит отнесены к одному парагенезису. Магматическая природа Ir-Rh тиошпинелей также вызывает много вопросов, однако в ходе исследований было установлено, что морфологические особенности, и прежде всего нахождение этих минералов в виде идиоморфных кристаллов в массе изоферроплатины (рис 69д, е), даёт возможность относить их к одному парагенезису с лауритом и эрликманитом, а также кашинитом и бауитом. В большинстве случаев рассматриваемые минералы идиоморфны по отношению к изоферроплатине, однако, границы внешних зон роста их индивидов в плоских сечениях иногда напоминают поверхности совместного роста. Необходимо отметить, что в единичных случаях выявлены псевдоморфозы кашинита (см. рис. 64, г) и эрликманита (см. рис. 68, д) по пластинкам осмия, что свидетельствует о возрастании фугитивности серы в ходе кристаллизации расплава. Для индивидов сульфидов ЭПГ отмечается отчётливая эволюция состава: лаурит в краевых частях сменяется эрликманитом, а бауит кашинитом.

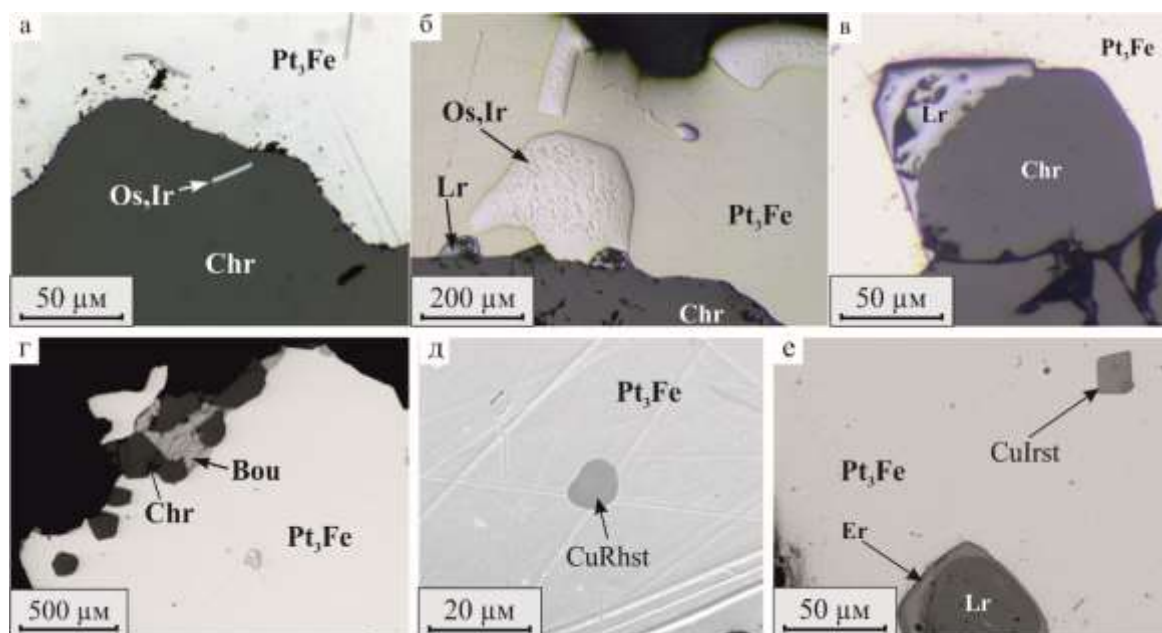


Рис. 69. Наиболее ранние минералы платиновой группы в срастании с хромшпинелидом (Chr) или в виде включений в изоферроплатине (Pt₃Fe): Os, Ir – самородный осмий, Os, Ir – самородный иридий, Lr – лаурит, Bou – бауит, CuRhst – купородисит, CuIrst – купроирисит

На основании анализа морфологических особенностей индивидов Pt-Fe твёрдых растворов, отвечающих по составу изоферроплатине и железистой платине, можно утверждать, что их образование происходило совместно с хромшпинелидом, на что указывают многочисленные поверхности совместного роста двух минералов, представляющие собой классическую индукционную штриховку, описанную для совместно растущих минеральных индивидов (Григорьев, 1961; Жабин, 1979; Попов, 2011). Учитывая предложенные ранее классификации (Бетехтин, 1935; Толстых и др., 2011), эти Pt-Fe минералы целесообразно относить к первичному магматическому парагенезису. Совокупность морфологических особенностей индивидов минералов магматического парагенезиса, и прежде всего широкое присутствие индукционных поверхностей платиноидов с пороодообразующими минералами, по аналогии с наблюдениями, проведёнными для МПГ из россыпей Южного Урала (Зайков и др., 2017), указывают на существенное участие в процессах кристаллизации минералов эвтектических жидкостей (расплавов).

Проведённые наблюдения позволили установить, что из ряда Pt-Fe твёрдых растворов первоначально происходит кристаллизация минерала по составу близкого к Pt_2Fe . Затем образуется изоферроплатина. Эти наблюдения отвечают порядку минералообразования предложенному для дунитов Светлоборского и хромититов Каменушенского массивов (Толстых и др., 2011). Такой порядок кристаллизации Pt-Fe минералов обусловлен возрастанием фугитивности кислорода в магматическом процессе (Amosse *et al.*, 2000). Важно отметить, что если закономерности, выявленные при сравнении Pt-Fe минералов из дунитов и более поздних хромититов, без сомнения обусловлены возрастанием fO_2 , то существенная разница в распространении железистой платины и изоферроплатины в хромититах из разных массивов может свидетельствовать о различных условиях становления дунитового «ядра», содержащего хромититовые жилы, и вероятно, прежде всего, о разной глубине кристаллизации дунитов.

Кристаллизация Pt-Fe твёрдых растворов происходит из расплава, содержащего существенное количество Ir. Первоначально, Ir растворен в Pt-Fe твёрдых растворах, а затем при снижении температуры до $845^{\circ}C$ (Tolstikh *et al.*, 2002) формирует распад твёрдого раствора в Pt-Fe минералах. Проанализировав степень распространённости продуктов распада твёрдого раствора в Pt-Fe минералах, установлена закономерность, что большее содержание распадовых агрегатов иридия характерно для изоферроплатины, а распад твёрдого раствора с обособлением иридия в железистой платине является редким явлением. Таким образом, подтверждается разделение магматической ассоциации на изоферроплатиново-иридиевый и Pt-Fe–осмиевый парагенезисы с преобладанием

железистой платины, предложенные в работе Н.Д. Толстых с соавторами (Tolstykh *et al.* 2005).

На кристаллизации изоферроплатины и железистой платины заканчивается магматический этап формирования платиноидной минерализации в хромититах (Stepanov *et al.*, 2017). Дальнейшее развитие минералообразования сводится к замещению первичных минералов новообразованными. Свидетельством окончания кристаллизации из расплава являются хрупкие деформации пинакоидальных кристаллов осмия и пластические деформации Pt-Fe минералов, обусловленные активными тектоническими преобразованиями дунитов и платиносодержащих хромититов в твёрдом состоянии. Отсутствие признаков деформации у индивидов вторичных минералов группы тетраферроплатины, указывает на их образование после активного тектонического преобразования дунитов и хромититов, содержащих МПГ.

К более позднему парагенезису, сформированному в рамках второго – гидротермального этапа, исходя из характера замещения первичных Pt-Fe минералов, относятся ферроникельплатина, туламинит и тетраферроплатина, что согласуется с результатами других исследователей (Генкин, 1997; Толстых и др., 2011; Малич и др., 2014). Установлено, что по Pt-Fe минералу со стехиометрией, близкой к Pt_2Fe , преимущественно развивается туламинит, а по минералу, отвечающему по составу изоферроплатине, образуются агрегаты ферроникельплатины. Наиболее поздним минералом является тетраферроплатина, замещающая туламинит в образцах из хромититов Вересовоборского массива. На этом же этапе происходит замещение части минералов-включений из магматического парагенезиса. Так, кашинит–бауит замещается тонкокристаллическим агрегатом смеси Pt-Fe минералов (см. рис. 63д, е). По данным Н.Д. Толстых с соавторами (2011), в строении этого новообразованного агрегата принимают участие туламинит, сульфиды Fe и Ni. В конечном счёте, минералы изоморфного ряда кашинит–бауит замещаются неназванным минералом с формулой Pt_3IrRh (Толстых и др., 2011). Осмий подвергается замещению гексаферрумом. Лаурит замещается сложным оксидом рутения с примесью осмия. Отчасти, Pt-Fe минералы замещаются оксидами (Пушкарёв и др., 2007; Толстых и др., 2011). Формирование описываемого парагенезиса в рамках второго этапа связано, несомненно, с активной серпентинизацией дунитов, что совпадает с представлениями многих исследователей платиновой минерализации в хромититах клинопироксенит-дунитовых комплексов Среднего Урала (Бетехтин и др., 1935; Генкин, 1997; Толстых и др., 2011).

На окончательных стадиях развития хромит-платиновых рудных систем происходит формирование парагенезиса минералов с преобладанием сульфидов (куперит,

феродсит), сульфоарсенидов (ирарсит, холлингвортит, осарсит, руарсит), плумбидов (звягинцевит, родплюмсит), меркуридов ЭПГ (потарит), а также Pb–и Te–содержащих минералов. Их индивиды и агрегаты метасоматически замещают как минералы из магматического парагенезиса, так и минералы, образование которых связано с процессами серпентинизации.

Таким образом, онтогенез платинометалльного оруденения в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала подразделяется на два этапа, которым соответствуют определённые парагенезисы минералов платиновой группы (рис. 70). Второй этап разделён на две стадии.

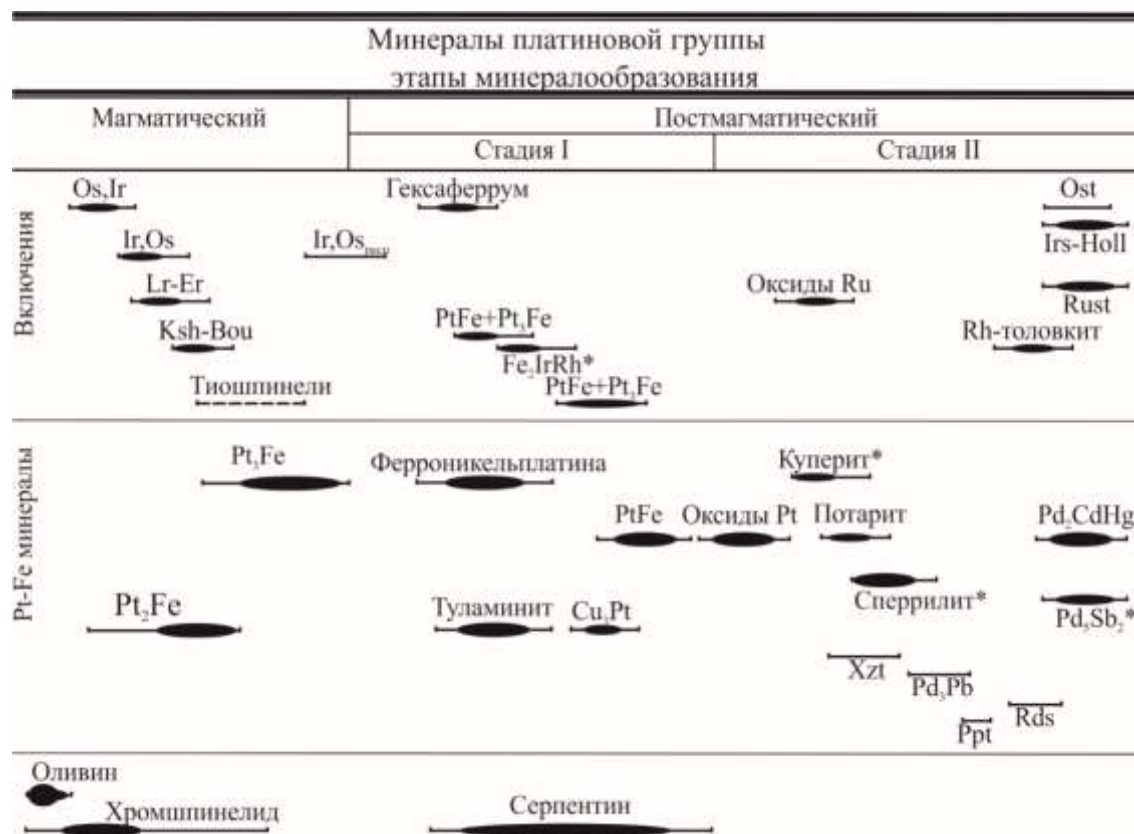


Рис. 70. Схема последовательности образования минералов платиновой группы в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала, с использованием данных (Степанов, 2015); * – на основании описания минералов у Н.Д. Толстых (Толстых и др., 2011). Условные обозначения: Lr – лаурит, Er – эрликманит, Ksh – кашинит, Bou – бауит, Ost – осарсит, Irs – ирарсит, Holl – холлингвортит, Rust – руарсит, Xzt – ксингцхонгит, Ppt – плумбопалладинит, Rsd – родплюмсит, Pd₃Pb – звягинцевит. Ir,Os_{расп} – распад твёрдого раствора иридия в изофероплатине

Если рассматривать историю геологического развития дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, то формирование первично-магматического парагенезиса минералов представляется возможным связать с кристаллизацией дунитов. Вопрос образования дунитов Платиноносного пояса Урала по настоящее время является дискуссионным, однако, последние данные по определению U-Pb возраста цирконов из дунитов (Малич и др., 2009), а также лаурита и Os–Ir–(Ru) твёрдых растворов (Малич, 2014), подтверждает

высказанное А.А. Ефимовым (Ефимов, 2009) предположение о тектоническом внедрении уже сформированных в позднерифейское время дунитовых тел в структуру дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов. Следовательно, изучение ордовикских магматитов, вмещающих дуниты не даёт возможности моделировать процессы кристаллизации собственно дунитов, что значительно осложняет понимание процессов их генезиса. Ряд исследователей (Johan 2002; Округин, 2004; Толстых и др., 2011, Симонов и др., 2013; Tolstykh *et al.* 2015; Симонов и др., 2017) считают, что образование дунитов происходило в ходе дифференциации пикритовых расплавов с ликвационным отделением окисдно-рудной жидкости преимущественно хромитового состава. Исходя из генетических взаимоотношений минералов в дунитах и платиносодержащих хромититах, именно эта модель, наиболее адекватно отражает выявленные особенности. Образование дунитов, с учётом результатов их датирования, происходило на стадии позднерифейского рифтогенеза в пределах зарождающейся Уральской складчатой области. Это аналогично становлению клинопироксенит-дунитовых массивов Алданского щита, пространственно связанных с континентальными рифтами (Ефимов, Таврин, 1978). При этом для рифтогенных структур пикритовый магматизм в целом, является более характерным (Абрамович, 1997), чем для надсубдукционных вулканических дуг, при развитии которых в ордовикское время сформировались структурно-вещественные комплексы, образующие Платиноносный пояс Урала.

Одной из важных деталей, позволяющей понять онтогенез платиноидной минерализации в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, является распространение хрупких деформаций в хромшпинелидах и осмии и пластических деформаций в Pt-Fe минералах. Вероятно, эти деформации отражают общий характер мощных тектонических преобразований дунитов на стадии их вовлечения в структуру дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов. Однако А.Н. Заварицкий (1928) связывал развитие хрупких и пластических деформаций в хромшпинелидах и платиновых минералах с процессами серпентинизации дунитов. Учитывая, что клинопироксенит-дунитовые массивы в раннем палеозое оказались в зоне субдукции, где происходила их проработка гидротермальными растворами, вызвавшими мощную серпентинизацию (Иванов, 2011), возможно предполагать, что тектонические преобразования сочетались с метасоматической проработкой. Именно объемное мощное метасоматическое преобразование дунитов с развитием серпентинизированных дунитов, а иногда и полнопроявленных серпентинитов, привело к формированию минералов вторичного парагенезиса, замещающих первично-магматические Pt-Fe интерметаллиды и минеральные включения в них.

Развитие минералов наиболее позднего парагенезиса с преобладанием сульфоарсенидов, плюмбидов, меркуридов и сульфидов элементов платиновой группы, а также ртутьсодержащих минералов, с учетом привноса весьма нетипичных для ультраосновных пород элементов: As, Sb, Hg, по-видимому, связано с флюидами, порождаемыми процессами поздней тектономагматической активизации. Так, дуниты Каменушенского массива прорваны гранитами силурийского возраста (Иванов, 1997), содержащими жильные тела гранат-турмалин-мусковитовых гранитовых пегматитов. Аналогичные, значительно более поздние по отношению к породам ультрамафит-мафитовой ассоциации, интрузивы развиты на незначительном удалении от большинства клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. Именно их внедрение могло инициировать последнюю стадию серпентинизации с привносом As, Sb, Hg и других элементов. Однако для решения этого вопроса требуется проведение дальнейших специализированных исследований.

Детальный анализ онтогенических особенностей индивидов и агрегатов минералов платиновой группы из хромит-платиновых рудных зон клинопироксенит-дунитовых массивов Урала позволил установить, что **платиновая минерализация в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов образовалась в две главные стадии: в первую совместно с хромшпинелидом кристаллизовались Pt-Fe твёрдые растворы по составу отвечающие изоферроплатине Pt_3Fe и железистой платине Pt_2Fe ; во вторую стадию минералы группы тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина замещали первичные Pt-Fe твёрдые растворы.** Этот вывод является третьим защищаемым положением в диссертационной работе.

ГЛАВА 6. ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТ-ПЛАТИНОВЫХ РУДНЫХ ЗОНАХ

6.1. Характер распределения минералов платиновой группы в хромититах

Для корректной оценки характера распределения элементов платиновой группы в хромититовых телах, прежде всего, необходимо обратиться к данным геохимического опробования. По его результатам (см. табл. 17) установлено, что в целом, платина в хромититах распределена крайне неравномерно. Этот факт подтверждается и статистически значимым отличием результатов определения весовой доли платины в пробах разными методами, отличающимися в том числе и объёмом аналитической навески. Установлено, что наименьшая вариация содержаний элементов платиновой группы присуща прожилково-вкрапленным хромититам. Тем временем, содержание платины в пределах одного тела массивных жильных хромититов может ощутимо отличаться: при медианном содержании $Pt = 1,7$ г/т, оно может достигать ураганных в 97 г/т по результатам исследований, 500 г/т по данным С.И. Трушина с соавторами (2017) и килограммовых содержаний, установленных в хромититах Нижнетагильского массива (Заварицкий, 1928; Кашин и др., 1956).

Минераграфические исследования хромититов Нижнетагильского, Светлоборского и Вересовоборского массивов, в том числе с применением метода механической томографии для отдельно взятых крупных хромитовых шпиров Вересовоборского массива (весом 175, 64, 143 и 215 кг), в совокупности с минералогическими наблюдениями, позволили установить, что элементы платиновой группы сконцентрированы в виде крупных агрегатов Pt-Fe минералов. При этом в объёме шпиря они могут быть сосредоточены в локальной области (рис. 71). Так при изучении хромититового шпиря весом 143 кг из дунитов Вересовоборского массива, вскрытого разведочной канавой №110, в ходе его распиливания на тонкие пластины установлено, что 90% от объёма платиновых минералов сконцентрированы в виде одного крупного самородка размером 2x1,1 см (рис. 71б). Последующее дробление оставшихся тонких спилов до размерности менее 1 мм и гравитационное обогащение пробы позволили установить присутствие лишь единичных знаков платины. Закономерностей пространственного размещения особо крупных скоплений минералов платиновой группы в телах хромититов не выявлено. В ряде случаев крупные самородки платины тяготеют к неоднородностям в структуре хромититового тела, обусловленным сменой равномерно-крупнозернистого хромитита из центральной части жилы равномерно-среднезернистым хромититом в призальбандовой части жилы.

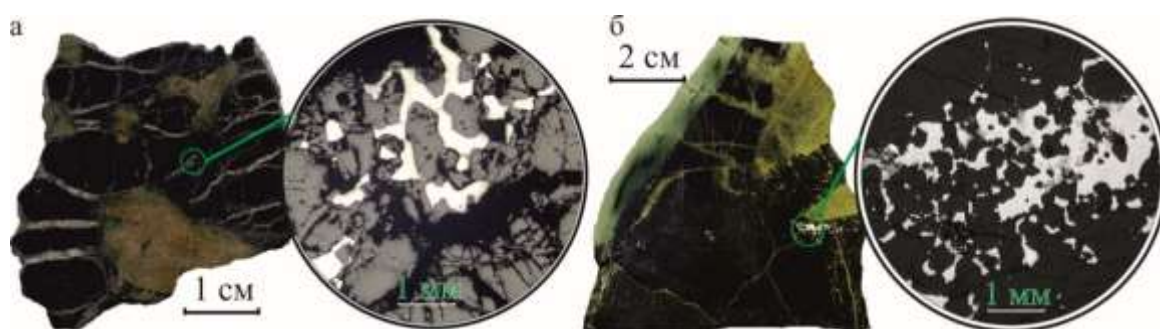


Рис. 71. Скопления платиновых минералов в хромититах Нижнетагильского (а) и Вересовоборского (б) клинопироксенит-дунитовых массивов.

Проведённые минералогические и геохимические исследования с использованием в том числе крупнообъёмного опробования позволили установить, что природа крайне неравномерного распределения элементов платиновой группы в хромититах и как следствие в дунитах обусловлена, во-первых, нахождением ЭПГ в виде собственных минералов, во-вторых, концентрированием индивидов этих минералов в виде крупных агрегатов.

Оценка размерности индивидов и агрегатов платиновых минералов из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала на статистически значимом объёме проб позволила установить зависимость между распространением особо крупных агрегатов платиновых минералов и развитием в контурах дунитового «ядра» дунитовых пегматитов. Из числа клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала только двум (Нижнетагильский и Вересовоборский) присуще широкое распространение крупнозернистых дунитов и дунитовых пегматитов. Проведённые исследования крупности скоплений платиновых минералов в хромититах подтвердили данные предшественников (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956; Волченко, 2007) о распространении в хромититах Нижнетагильского массива крупных скоплений платиновых минералов, и позволили выявить самородковые обособления платины в хромититах Вересовоборского массива.

Оценивая распределение платиновых металлов в пределах хромит-платиновых рудных зон в результате исследований установлено, что больший объём ЭПГ сконцентрирован в прожилково-вкрапленных хромититах, что коррелирует с наблюдениями, проведёнными для рудных зон Гальмознанского массива (Вильданова и др., 2002). Подчинённое количество массивных жильных хромититов и крайне неравномерное распределение в них платины с образованием крупных самородковых скоплений существенно осложняет оценку их вклада в общие ресурсы платиновых металлов в пределах рудных зон. Оценивая характер строения хромит-платиновых рудных зон в дунитах зональных массивов Среднего Урала не вызывает сомнения, что основной объём платины сконцентрирован именно в хромититах, что коррелирует с результатами исследования рудных зон в дунитах зональных массивов Корякии (Козлов, 2011; Сидоров и др., 2012).

6.2. О возможных источниках элементов платиновой группы для формирования хромит-платиновых рудных зон

Особое значение для прогнозирования промышленно значимых скоплений платиновых металлов имеет оценка их распределения в дунитах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов. При этом важно выявить наиболее характерное для дунитов фоновое содержание платины. В результате исследований автора установлено, что среднее содержание ЭПГ в мелкозернистых и среднезернистых дунитах составляет 0,051 г/т, а для крупнозернистых дунитов характерно среднее содержание ЭПГ 0,021 г/т (см. табл. 12). Минимальные концентрации платиновых металлов присущи дунитовым пегматитам Вересовоборского массива. Для интервалов среднезернистых дунитов Светлоборского массива с рядовым содержанием хромшпинелида установлено среднее содержание платины 0,07 г/т. В интервале крупнозернистых дунитов того же массива среднее содержание платины составляет 0,032 г/т. Анализ содержаний платины в дунитах из зональных массивов разных магматических провинций по литературным данным (табл. 26) позволяет принять среднее содержание ЭПГ в дунитах 0,056 г/т. Однако в большинстве литературных источников не указано к какому петрографическому типу относится дуниты и каково в них содержание хромшпинелида. В ряде случаев отсутствуют даже точные привязки, что не позволяет провести переопробование исследованных областей.

Учитывая совокупность результатов, полученных автором в ходе изучения дунитов зональных массивов Среднего Урала и литературных данных, представляется возможным определить интервал средних содержаний ЭПГ в дунитах – 0,05–0,06 г/т. Дуниты, характеризующиеся содержанием платины менее 0,03 г/т можно рассматривать как обеднённые элементами платиновой группы, а содержащие более 0,08 г/т как обогащённые. Основные попытки установить закономерности распределения платины в дунитах и хромититах с оконтуриванием положительных и отрицательных аномалий были произведены в работах Ю.А. Волченко с соавторами (2007) и Е.В. Пушкарёва с соавторами (2007). Е.В. Пушкарёв в своих расчётах перераспределения платины из дунитов в хромититы (Пушкарёв и др., 2007) принял среднее исходное содержание платины в дунитах равное 0,05 г/т, при концентрации $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,3 \%$.

Содержание элементов платиновой группы в дунитах зональных массивов

Массив	Привязка	Σ ЭПГ, мг/т	Источник
Алданская провинция			
Кондёр	–	128.0	Малич, 1999
Чадский	–	24.0	Малич, 1999
Феклистовский	–	110.0	Малич, 1999
Маймече-Котуйская провинция			
Бор-Урях	–	47.0	Малич, 1999
Гулинский	–	82.0	Малич, 1999
Платиноносный пояс Урала			
Уктусский	Северное тело	82.3	Пушкарёв, 2000
Уктусский	Южное тело	18.9	Пушкарёв, 2000
Нижнетагильский	–	40.0	Малич, 1999
Нижнетагильский	–	55.0	Duparc, Tichonovich, 1920
Нижнетагильский	–	21.0	Заварицкий, 1928
Нижнетагильский	–	63.0	Высоцкий, 1913
Нижнетагильский	скв. G–6. окрестности Гос. шахты	18.0	Волченко и др., 2007
Нижнетагильский	Соловьёвогорский карьер	39.7	Auge et al., 2005
Нижнетагильский	Александровский лог	40.0	Пилюгин и др., 2015
Светлоборский	рудопроявление Высоцкого	140.0	Пилюгин и др., 2015
Светлоборский	рудопроявление Высоцкого	80.0	Пилюгин и др., 2015
Светлоборский	рудопроявление Высоцкого	20.0	Пилюгин и др., 2015
Вересовоборский	–	56.2	Auge et al., 2005
Вересовоборский	–	14,11	Auge et al., 2005
Среднее содержание ЭПГ в дунитах		56,74	

Для дунитов Нижнетагильского массива по содержанию платины были определены парные положительные и отрицательные геохимические аномалии (Волченко, 2007). Затем на основании расчётов массы рудных компонентов, перераспределённых в ходе флюидного переноса (рис. 72), Е.В. Пушкарёв с соавторами (2007) предположил, что концентрация платины с формированием обособленных рудных тел по аналогии с рудной зоной Господской шахты происходит из области «питания» радиусом 100 метров. При этом запасы рудной платины в таком объекте не будут превышать 400 кг. Вследствие столь незначительных запасов рудной платины в минерализованных зонах, сформированные по предложенной модели объекты не могут рассматриваться в качестве рентабельных при современной конъюнктуре рынка благородных металлов.

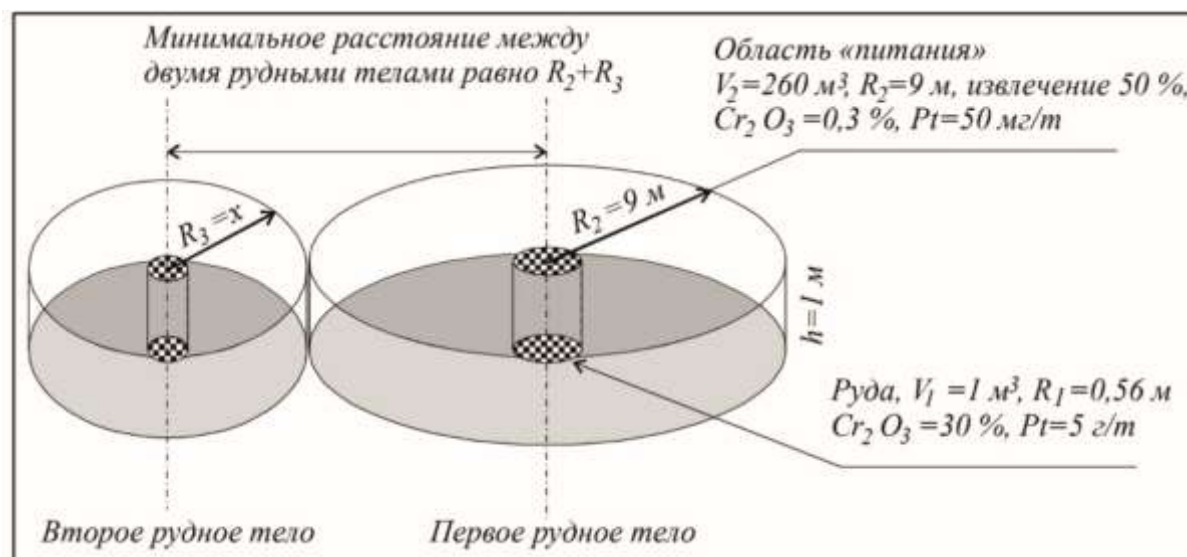


Рис. 72. Приблизительная оценка геометрических размеров рудогенерирующей области (области «питания») при формировании хром-платинового оруденения нижнетагильского типа и минимальное расстояние между двумя рудными телами (Пушкарёв и др., 2007)

Тем временем существует целый ряд наблюдений способный поставить под сомнение достоверность модели формирования рудных тел путём концентрирования платины из небольшой расположенной рядом области «питания». Прежде всего, рассматривать по отдельности такие объекты как «Господская шахта», «Крутой лог 4-00», «Александровский» и «Сырков» лога не целесообразно. Разведочными работами с проходкой подземных горных выработок (Заварицкий, 1928) и масштабных расчисток (Кашин и др., 1956) было доказано, что вышеприведённые рудные объекты локализованы в пределах единой рудной зоны (рис. 73). Содержание платиноносных хромититов и, как следствие, платины в пределах этой рудной зоны существенно варьирует и может достигать 300–400 г/т и снижаться до следовых концентраций. Среднее содержание платины для рудных блоков центральной части Нижнетагильского массива составляет 0,2 г/т (Кашин и др., 1956). Важно подчеркнуть, что эта главная рудная зона, обладающая геометрией полукольца, расположена в области фациального контакта крупнозернистых (пегматоидных) и среднезернистых дунитов. К западу от рудной зоны расположены среднезернистые дуниты со средним содержанием платины 0,05–0,06 г/т, что соответствует среднему содержанию в дунитах зональных массивов Урало-Аляскинского типа, а к востоку находится тело обеднённых платиной грубозернистых дунитов. Таким образом, для расчёта объёма перераспределённой платины необходимо рассматривать область «хромититового полукольца» как единую рудную зону, а в качестве питающего источника рассматривать тело крупнозернистых и пегматоидных дунитов.

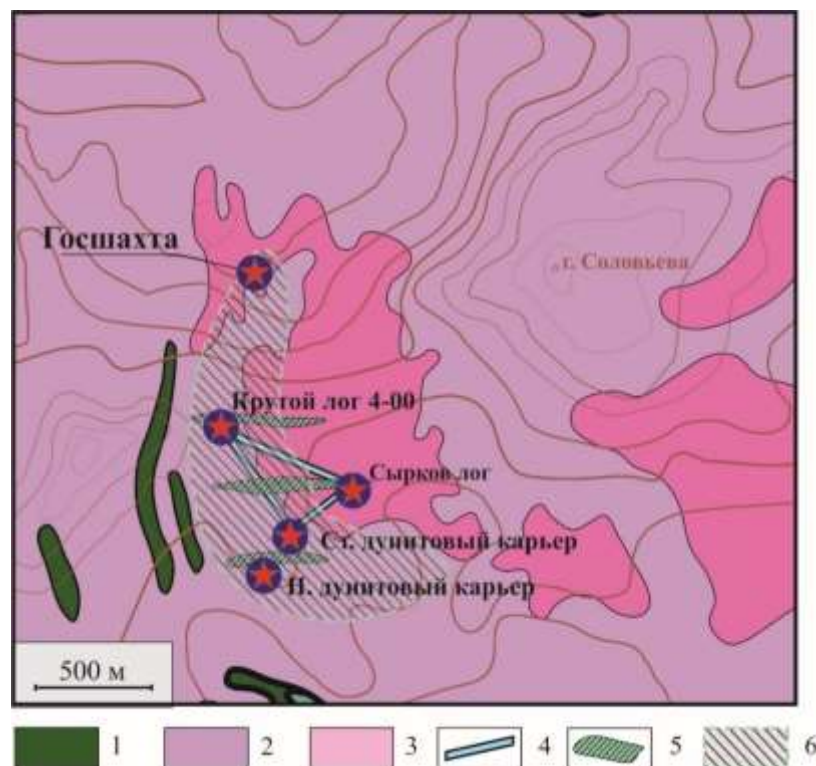


Рис. 73. Расположение хромит-платиновой рудной зоны в центральной части Нижнетагильского массива. 1 – верлиты, 2 – среднезернистые дуниты, 3 – крупнозернистые и пегматоидные дуниты, 4 – проекция на горизонтальную плоскость подземных горных выработок, 5 – хромит-платиновые рудные зоны с содержанием Pt от 2,5 до 6 г/т, 6 – область распространения дунитов, обогащённых хромшпинелидом, и хромититов

Для области полукольцевой зоны обогащённой телами хромититов возможно провести расчёт сконцентрированной платины. Её среднее содержание в среднезернистых дунитах с протогранулярной первично магматической структурой составляет 50–55 мг/т, а в грубозернистых и пегматоидных дунитах снижается до 10–15 мг/т, достигая в миаролитовых дунитах 4–5 мг/т. Тело крупнозернистых и пегматоидных дунитов в центре Нижнетагильского массива, на границе которого был сосредоточен основной объём геологоразведочных работ, имеет размеры 1,2х1,8 км. При расчёте на глубину до 100 метров из него может быть сконцентрировано приблизительно 26,8 тонн платины.

$$S_{\text{кз.дунитов}} = 1,2 \text{ км} * 1,8 \text{ км} = 2,16 \text{ км}^2$$

$$V_{\text{кз.дунитов}} = 2,16 \text{ км}^2 * 0,1 \text{ км} = 0,216 \text{ км}^3 (\text{при подсчёте до 100 метров})$$

$$m_{\text{кз.дунитов}} = 0,216 \text{ км}^3 * 3 \text{ 100 000 000 т} = 669,6 \text{ тыс. тонн}$$

$$V_{\text{извл. Pt}} = 669,6 \text{ тыс. тон} * 40 \text{ мг/т} = 26,8 \text{ тонн}$$

$S_{\text{кз. дунитов}}$ – площадь распространения крупнозернистых дунитов, $V_{\text{кз. дунитов}}$ – объём тела крупнозернистых дунитов, $m_{\text{кз. дунитов}}$ – масса крупнозернистых дунитов

Сведенные за весь период геологоразведочных работ с 1922 по 1951 гг. данные позволили посчитать забалансовые запасы платины до глубины 100 м. по г. Соловьёва в

количестве 239,3 млн. т. руды и 36,2 т. платины (Маханов, 1951; Пилюгин, 2014), что коррелирует с результатами расчёта.

По аналогии возможно рассчитать объём платины, сконцентрированный в хромит-платиновые рудные зоны Вересовоборского массива. Параметры тела дунитовых пегматитов Вересовоборского массива – 1,2х0,25 км (рис. 74) и при расчёте на глубину 100 м объём сконцентрированной в окружающие это тело хромит-платиновые рудные зоны не будет превышать 4-х тон.

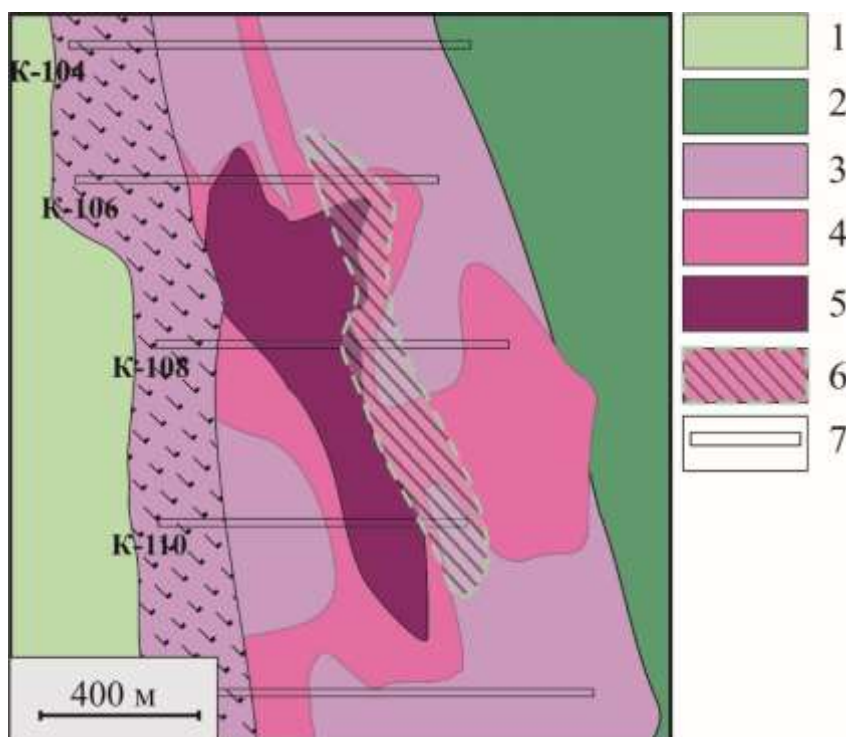


Рис. 74. Расположение хромит-платиновой рудной зоны (6) в дунитах Вересовоборского массива. 1 – зелёные сланцы; 2 – амфиболиты; дуниты (3–5): 3 – мелкозернистые, 4 – среднезернистые, 5 – крупнозернистые и пегматоидные; 7 – разведочные каналы

$$S_{\text{кз.дунитов}} = 1,2 \text{ км} * 0,25 \text{ км} = 0,3 \text{ км}^2$$

$$V_{\text{кз.дунитов}} = 0,3 \text{ км}^2 * 0,1 \text{ км} = 0,03 \text{ км}^3 (\text{при подсчёте до 100 метров})$$

$$m_{\text{кз.дунитов}} = 0,03 \text{ км}^3 * 3\,100\,000\,000 \text{ т} = 93 \text{ тыс. тонн}$$

$$V_{\text{извл. Pt}} = 93 \text{ тыс. тон} * 40 \text{ мг/т} = 3,72 \text{ тонн}$$

$S_{\text{кз. дунитов}}$ – площадь распространения крупнозернистых дунитов, $V_{\text{кз. дунитов}}$ – объём тела крупнозернистых дунитов, $m_{\text{кз. дунитов}}$ – масса крупнозернистых дунитов

В отличие от Нижнетагильского массива для Вересовоборского нет возможности провести сопоставление с результатами геологоразведочных работ, однако, для обоих массивов целесообразно сравнить расчётные ресурсы платины в рудных зонах с извлечёнными запасами из пространственно сопряжённых с ними россыпных объектов.

6.3. Россыпеобразующий потенциал зональных клинопироксенит-дунитовых массивов как критерий для оценки коренного оруденения

Для проведения обоснованного сравнения параметров коренного хромит-платинового оруденения и россыпной минерализации, прежде всего, необходимо оценить существование в пределах массивов вертикальной и латеральной зональности затем представить вклад в формирование россыпей разных типов коренной платиноидной минерализации.

В ходе сравнительной характеристики составов минералов платиновой группы из хромит-платиновых рудных зон и элювиальных, элювиально-делювиальных, а также делювиальных россыпей (см. рис. 55 и 56) не было установлено существенных отличий. Сравнение видового разнообразия и состава минералов платиновой группы из максимально удалённых аллювиальных россыпей позволило установить их идентичность минералам из хромит-платиновых рудных зон (Palamarchuk *et al.*, 2017). Эти факты свидетельствуют об отсутствии в пределах дунитовых «ядер» латеральной и вертикальной зональности. Сопоставима и крупность агрегатов платиновых минералов. Например, в коренных хромит-платиновых рудных зонах Нижнетагильского и Вересовоборского обнаружены скопления минералов платиновой группы размером в первые сантиметры (Заварицкий, 1928; Кашин и др., 1956; Трушин и др., 2017) и именно в россыпях, связанных с этими массивами выявлены крупные самородки платины. Таким образом, минералогические исследования позволяют использовать масштабы проявления россыпной платиновой минерализации как косвенный критерий для оценки ресурсного потенциала хромит-платиновых рудных зон.

Повсеместно распространённое сростание минералов платиновой группы с хромшпинелидами в россыпях ближнего сноса (Паламарчук и др., 2017) демонстрирует определяющий вклад хромит-платинового оруденения как коренного источника для образования россыпных объектов. Это предположение отвечает выводам Ю.А. Волченко с соавторами (2007) полученным при изучении Нижнетагильского массива и Юдинского дунитового тела.

Итак, отсутствие ярко проявленной латеральной и вертикальной зональности в пределах дунитовых «ядер» и определяющее значение хромит-платинового оруденения в формировании россыпных объектов позволяет экстраполировать данные о добыче россыпной платины на коренные объекты. Однако для сопоставительной характеристики масштабов проявления россыпной минерализации и коренного оруденения необходимо провести оценку эрозионного среза дунитовых «ядер» в сочетании с характеристикой их пространственного положения в структурах Платиноносного пояса Урала.

Дунитовое «ядро» Нижнетагильского массива имеет крутое падение на восток (Иванов, 1997; Шмелёв, Филиппова, 2010). Пространственная ориентировка дунитовых «ядер» Светлоборского и Вересовоборского массивов сильно различается. На карте магнитных аномалий (рис. 75) контуры аномалий совпадают с контурами выхода на поверхность дунитового ядра, а малая их интенсивность указывает на небольшую мощность дунитов, что позволяет предполагать пологое залегание дунитового ядра Светлоборского массива и высокую степень его эрозионного разрушения. Тем временем дунитовое «ядро» Вересовоборского массива ориентировано вертикально, что согласуется с выводами О.К. Иванова (1997).



Рис. 75. Фрагмент карты магнитных аномалий масштаба 1:25 000 для Светлоборского и южной части Вересовоборского массивов

Уровень эрозионного среза Нижнетагильского массива (рис. 76) оценён в 100–150 метров (Бетехтин, 1935; Иванов, 1997), Светлоборского 100–150 метров (Иванов, 1997) и Вересовоборского не более 100 метров (Иванов, 1997). Пространственное положение массивов, площадь выхода на поверхность дунитового «ядра» и величина эрозионного среза позволяют считать, что наибольший объём вещества был разрушен и переотложен при разрушении дунитов Светлоборского массива. Меньший объём вещества был мобилизован для формирования платиновых россыпей пространственно сопряжённых с Нижнетагильским массивом. Вересовоборский массив послужил источником минимального количества вещества для формирования россыпных объектов. Приблизительные оценки общего объёма добычи платины из разных россыпных систем подтверждают это предположение. По данным Н.К. Высоцкого (1913) и К.И. Мосина (2002) из россыпных систем добыто: Исовско-Туринская (с учетом россыпей р. Выя) – 233 тонны, Нижнетагильской – 147 тонн. При этом россыпи, связанные с Вересовоборским массивом, входят в Исовско-Туринскую россыпную систему. С учётом опубликованных данных (Высоцкий, 1913; Мосин, 2002) и сведений об учёте балансовых запасов россыпной платины можно предположить, что общий объём платины, связанной с дунитами Вересовоборского массива, в Исовско-Туринской россыпной системе не превышает 25–30 тонн.

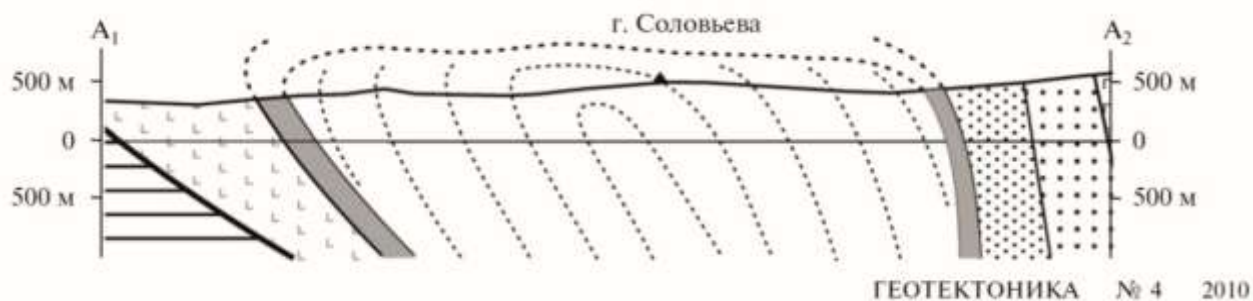


Рис. 76. Разрез Нижнетагильского массива (Шмелёв, Филиппова, 2010) с отображением генерализированной ориентировки плоскостных структур в дунитах, позволяющих представить уровень эрозионного среза

С целью оценки вклада коренного оруденения в формирование россыпных объектов необходимо рассмотреть запасы платины в отложениях отдельных водотоков, дренирующих хромит-платиновые рудные зоны. В пределах Нижнетагильского массива область полукольцевой структуры, обогащённой хромититами является питающей для россыпей Соловьёва, Крутого, Сыркова, Александровского логов. Из Соловьёва и Крутого логов берет начало р. Рублёвик. Сырков лог объединяется с Александровским, по которым протекает р. Мартьян. Для системы этих логов общий объём извлечённой платины и

учтённой государственным балансом запасов по категориям C_1+C_2 приблизительно составляет 32–34 тонны (табл. 26).

Проводить оценку вклада хромит-платиновой рудной зоны, выявленной на участке Вершинный (Светлоборский массив), в формирование россыпей нецелесообразно ввиду сложного строения логов и речных долин, дренирующих массив. Например, для Травянистого лога расположенного к северу от участка Вершинный установлено по меньшей мере два питающих коренных источника, включая зону им. Н.К. Высоцкого. В целом же максимальное по объемам, по сравнению с другими зональными массива Среднего и Северного Урала, вовлечение в процессы эрозии дунитов Светлоборского массива привело к образованию гигантской по запасам Исовско-Туринской россыпи (см. табл. 26).

Не составляет трудности выявить россыпи, питающим источником для которых служит хромит-платиновая рудная зона в дунитах Вересовоборского массива. Её пересекают верховья логов, сходящихся к западу от водораздела в р. Протакишенка, к востоку в р. Покап. По совокупности литературных данных (Высоцкий, 1913; Мосин, 2002) и сведений учёта запасов, общий объём платины в россыпях р. Простакишенка и Покап не превышает 4 тонн (см. табл. 26).

Таблица 26

Оценка ресурсов и запасов, сосредоточенных в россыпях, сопряжённых с хромит-платиновыми рудными зонами клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала

Россыпи	Отработано Pt по приблизительным оценкам (кг)	Запасы и ресурсы Pt (кг)	Σ
Нижнетагильский массив			
р. Рублёвик с притоками	18 000–19 000	234	18 500
Соловьёв лог	3 000–4 000	–	3 500
Сырков и Александровский лога	10 000–12 000	–	11 000
Σ			33 000
Светлоборский массив			
Исовская система	205 000–210 000	3286	207 500
Σ			207 500
Вересовоборский массив			
система р. Покап	1 200	488	1 688
система р. Простакишенка	1 800	504	2 304
Σ			3 992

В предыдущей главе был произведён приблизительный расчёт количества платины, которое могло быть сконцентрировано в хромит-платиновых рудных зонах Нижнетагильского и Вересовоборского массивов. Оценочные расчёты были произведены до глубины 100 метров, что сопоставимо с уровнем эрозионного среза дунитовых ядер. Этот факт предопределяет возможность достоверного сравнения масштабов проявления коренного оруденения и россыпной минерализации. Для Нижнетагильского массива по расчёту в пределах хромит-платиновой зоны могло быть сконцентрировано 26,8 тонн платины. Количество платины в россыпях, сформированных при разрушении пород этой зоны по ориентировочным подсчётам составляет 33 тонны. Очевидно, что эти цифры сопоставимы и свидетельствуют о слабой изменчивости характера проявления хромит-платинового оруденения на разных эрозионных срезах дунитового «ядра».

По аналогии с расчётами, произведёнными для хромит-платиновой рудной зоны Нижнетагильского массива, в коренных минерализованных зонах Вересовоборского массива предполагаемый объём сконцентрированной платины составляет 3,72 тонны. Объём добытой платины в совокупности с неотработанными запасами в этих россыпных объектах составляет 3,99 тонн платины.

Таким образом, оценка объёмов россыпной платиновой минерализации подтверждает предположение о концентрировании платины в коренных хромит-платиновых рудных зонах, основанное на расчёте количества платины, мобилизованной в ходе кристаллизационных процессов из крупнозернистых дунитов и дунитовых пегматитов. Важным практическим следствием из проведённого сравнения является определение тесной взаимосвязи хромит-платиновых рудных зон, вскрытых современным эрозионным срезом, и россыпной минерализации. Этот факт позволяет использовать данные о количестве россыпной платины, как критерий оценки масштабов проявления коренного хромит-платинового оруденения.

6.4. Модель формирования хромит-платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала

В основу моделирования процессов формирования хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала положены: геологическая позиция рудных зон, структурно-текстурные особенности хромититов и вмещающих их дунитов, результаты геохимических исследований пород и онтогенические наблюдения над минеральными индивидами и их агрегатами.

При анализе геологической позиции хромит-платинового оруденения в структуре дунитовых «ядер» Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов установлено, что главным рудоконтролирующим элементом является зона фациального перехода между телами дунитов, отличающихся текстурно-структурными особенностями. Подчинённое распространение дунитов с порфирокластическими структурами, сформированными при процессах перекристаллизации, и преобладание среди структур дунитов протогранулярных разновидностей является одним из доказательств определяющей роли протоматматических процессов в возникновении структурного контроля хромит-платинового оруденения.

В пользу единого процесса становления дунитов и хромит-платиновых минерализованных зон также свидетельствуют: близость химического состава породообразующих минералов, характер распределения и однонаправленное фракционирование элементов-примесей, включая ЭПГ, в породах и рудах. Отсутствие явных признаков преобразования дунитов, инициированных наложенными метаморфическими или метасоматическими процессами, позволяют считать, что концентрирование металлов платиновой группы и сопровождающих элементов-примесей с образованием хромит-платиновых рудных зон произошло на магматическом этапе формирования зональных клинопироксенит-дунитовых массивов.

Вопрос о том, какие расплавы были исходными для формирования клинопироксенит-дунитовых зональных массивов активно обсуждается в настоящее время. Ряд исследователей (Johan, 2002; Округин, 2004; Округин, 2011; Толстых и др., 2011; Симонов, 2013; Симонов и др., 2017 и др.) считают, что родоначальными для формирования дунитов, верлитов и клинопироксенитов, слагающих зональные массивы, были пикритовые расплавы. Для дунитов платиноносного пояса Урала была предположена модель кумулятивной кристаллизации из верлитового расплава (Ферштатер, 2013). Процесс формирования дунитов из ультрамафических расплавов обстоятельно обоснован, как на основании геологических наблюдений, петрографических и геохимических исследований, так и с точки зрения термодинамических расчётов. Именно петрологическая модель

кумулятивной природы дунитов, сформировавшихся в ходе фракционной дифференциации пикритового расплава будет положена в основу моделирования формирования хромит-платиновых рудных зон.

Не вызывает сомнения, что на начальных стадиях формирования клинопироксенит-дунитовых интрузивов происходит кристаллизация оливина с последующим его накоплением в виде кумулата. В связи с ограниченной изоморфной ёмкостью оливина большинство элементов-примесей накапливаются в интеркумуляусном объёме в остаточных расплавах. В их число входят: Cr, Zr, Hf, Pb, REE, ЭПГ.

Для дальнейшего развития рудообразующей системы основополагающее значение начинает играть флюидный режим (Степанов, 2014). В случае ограниченного объёма потока переноса энергии и вещества, обусловленного слабой флюидной активностью, происходит кристаллизация равномерно среднезернистых или равномерно мелкозернистых дунитов. Для этого типа дунитов характерны рядовые концентрации элементов-примесей в том числе и ЭПГ (около 0,055 г/т). Содержания хромшпинелида не превышают 2–3 % от объёма породы с редкими его обособлениями в виде небольших шлиров. Низкая флюидная активность может быть проявлена, как при формировании преобладающего объёма отдельных интрузивных тел (Светлоборский массив), так и фрагментов крупных дунитовых «ядер», преимущественно их краевых зон.

При высокой флюидной активности, сопровождающей магматическую кристаллизацию дунитов, происходила глубокая дифференциация первичного вещества силикатного расплава. Благодаря большому объёму тепла приносимого в систему обеспечивается, прежде всего, долгая размеренная кристаллизация дунитов. Конечным продуктом кристаллизации оливина в расплавах, обогащённых флюидом являются дунитовые пегматиты, в том числе их миаролитовые разновидности.

Кристаллизацию дунитов в флюидонасыщенных частях возможно представить в следующей последовательности. На ранних этапах происходит кумулятивное накопление оливина с формированием интеркумуляусного расплава, обогащённого несовместимыми по отношению к оливину элементами, и частичной кристаллизацией акцессорного хромшпинелида (рис. 77а). Медленная кристаллизация дунитовых пегматитов приводит к уменьшению объёма интеркумуляусного пространства с максимальным накоплением в остаточном расплаве несовместимых по отношению к оливину элементов (рис. 77б). В дальнейшем, если бы процесс образования дунитов продолжился в статических условиях, то кристаллизация остаточного расплава произошла бы на месте с образованием сидеронитовых структур, в случае преобладания рудного вещества в расплаве, интерстициального клинопироксена из обогащенного кремнекислотой и CaO расплава или

минерализованных миарол при преобладающей роли флюидных компонентов в объёме остаточного расплава. Все перечисленные варианты имеют место быть, но пользуются весьма ограниченным распространением. Например, обособления интеркумулусного клинопироксена характерны для мелкозернистых дунитов краевых частей дунитовых «ядер» и практически не встречаются в дунитовых пегматитах.

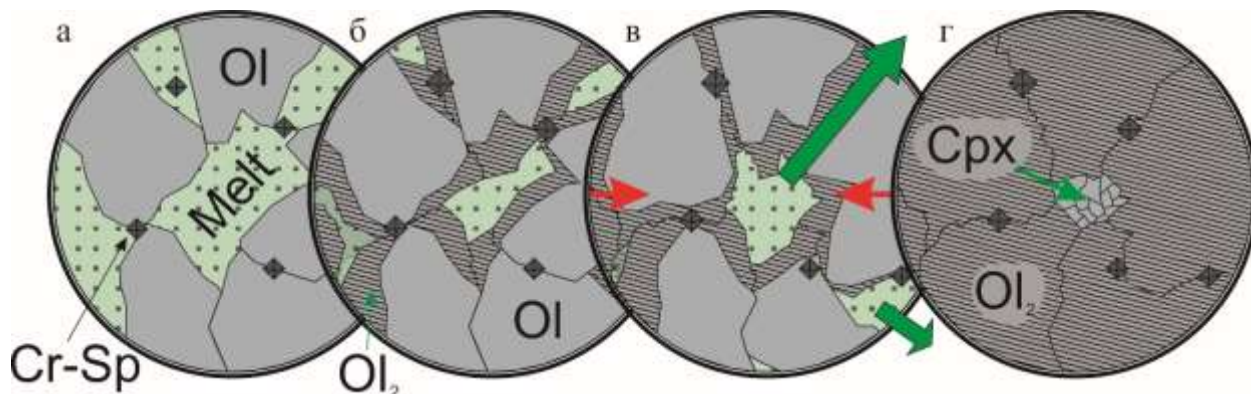


Рис. 77. Взаимодействие кумулятивного оливина и интеркумулусного расплава. Ol – оливин, Ol₂ – фрагменты кристаллов оливина достигающие из расплава, Melt – остаточный расплав, Cr-Sp – хромшпинелид, Crx – клинопироксен

Для интерпретации дальнейшей эволюции рудообразующей системы необходимо обратиться к одной очень существенной петрографической особенности крупнозернистых дунитов, дунитовых пегматитов и, реже, среднезернистых дунитов. Кристаллы оливина в дунитовых пегматитах и крупнозернистых дунитах Вересовоборского массива имеют отчётливую ориентировку. Аналогичная ориентировка оливина в дунитах с протогранулярными структурами установлена при исследовании Нижнетагильского массива. Выявленная ориентировка кристаллов оливина свидетельствует о формировании дунитов в динамической обстановке (Шмелёв, Филиппова, 2010). Именно динамические условия кристаллизации при пластическом течении, сопровождающиеся уменьшением объёма интеркумулусной жидкости, привели к отделению остаточных расплавов от основной массы кристаллизующегося дунита (см. рис. 77в). Из ограниченного количества остаточных расплавов, сохранившихся в межзерновом пространстве оливинового агрегата, в зависимости от их состава были сформированы интерстициальные агрегаты клинопироксена или небольшие хромшпинелидовые сегрегации (см. рис. 77г).

Ведущую роль межгранулярного расплава в миграции хрома и элементов платиновой группы предложили в своей модели формирования хромит-платинового оруденения Е.В. Пушкарёв с соавторами (2007). Состав этого расплава отвечает смеси диопсида, паргасита, флогопита, хромшпинелида и МПГ.

По аналогии с процессами кристаллизации дунитов в зональных массивах Сибири (Округин, 2004), остаточные расплавы в рассматриваемых интрузивах были обогащены Cr

и ЭПГ. При достижении расплавами поля ликвации произошло их разделение на две жидкости: существенно силикатную и оксидную. Из существенно силикатной жидкости произошла кристаллизация интерстициального клинопироксена, а в случае её концентрирования в ослабленных зонах дунитовых ядер были сформированы диопсидитовые жилы. Основной объём оксидной жидкости послужил источником для формирования хромититов. В работе А.В. Округина (2011) было доказано, что «флюидонасыщенность магмы способствует не только полному контрастному расслоению силикатного расплава на две жидкости, но повышает растворимость ЭПГ в хромититовой жидкости и понижает температуру её кристаллизации». Динамическое продвижение оксидной жидкости в объёме интеркумулусного пространства приводит к её экстремальному обогащению металлами палантиновой группы вследствие низкой растворимости ЭПГ в силикатных расплавах и высокого сродства ЭПГ и оксидно-рудных расплавов, являющихся типично ионными жидкостями (Ольшанский, 1950; Округин, 2011).

Одной из наиболее важных проблем в понимании генезиса хромит-платинового оруденения является трактовка его локализации в области фациальных переходов между дунитами, отличающимися по зернистости. Очевидно, что высокая насыщенность флюидами областей ультрамафических расплавов, впоследствии сложенных крупнозернистыми и пегматоидным разновидностями дунитов (рис. 77а, область I), обуславливала их долгосрочное нахождение в твёрдопластичном состоянии. Доказано (Шмелёв, Филиппова, 2010), что дуниты в твёрдопластичном состоянии были подвержены процессам течения, что стало причиной отделения от них остаточных расплавов. Тем временем, вмещающие среднезернистые дуниты (рис. 78а, область III) были консолидированы в большей степени, что способствовало появлению в них сложно ориентированных трещин. Наиболее благоприятной для накопления остаточных расплавов была переходная область между крупнозернистыми и среднезернистыми дунитами (рис. 78а, область II). Максимальное накопление в этой области оксидно-рудных расплавов обусловлено её пространственным расположением в сочетании с возможностью проявления хрупких деформаций, сопровождающихся раскрытием трещин. В трещинах происходило накопление остаточной оксидной жидкости с последующей её кристаллизацией. Степень раскрытия трещин определила текстурные особенности хромититов. В слабо раскрытых системах трещин были сформированы прожилково-вкрапленные хромититы. Открытые трещины были выполнены жилами массивных хромититов.

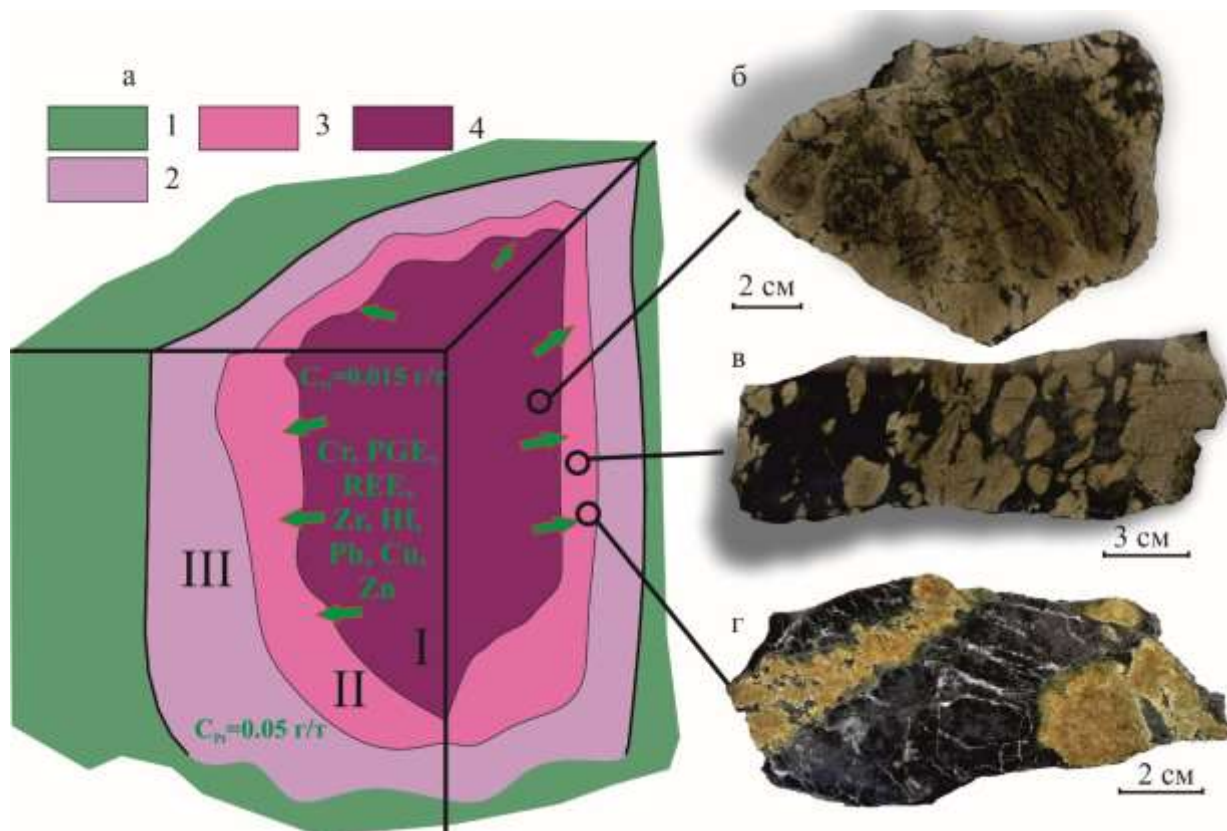


Рис 78. Перераспределение остаточных расплавов в объёме дунитового ядра. Области: I – твёрдопластичных крупнозернистых дунитов и пегматитов, II – фациального контакта с распространением порфировидных дунитов, III – среднезернистых консолидированных дунитов. 1 – вмещающие породы; дуниты (2–4): 2 – среднезернистые, 3 – порфировидные средне-крупнозернистые, 4 – крупнозернистые и пегматоидные.

Текстура хромититовых тел подтверждает разную степень проявления пластических и хрупких деформаций в разных структурных типах дунитов. Так в крупнозернистых дунитах и пегматитах не было обнаружено ни одной крупной жилы массивных хромититов. В них преобладают сложно ветвящиеся небольшие скопления прожилково-вкрапленных хромитов (см. рис. 78б). В порфировидных дунитах области фациального контакта такие обособления сгущаются и хромититы приобретают псевдобрекчиевые текстуры (см. рис. 78в). На существенном удалении от тела грубозернистых дунитов хромититовые прожилки приобретают отчётливые границы, возрастает их мощность. Хромититовые тела, залегающие в среднезернистых реже мелкозернистых дунитах, обладают отчётливыми границами и обычно характеризуются жильной формой (см. рис. 78г).

Онтогенические наблюдения над минералами платиновой группы и хромшпинелидами в платиноносных хромитах позволяет достаточно уверенно утверждать реальность их образования из расплава. Причем отчетливые признаки роста из расплава присущи всем рассмотренным минералам: хромшпинель в процессе роста захватывала фрагменты железо-платинового расплава в виде отрицательных кристаллов (Козлов,

Степанов, 2017), аналогичные типы включений изоферроплатины наблюдаются в кристаллах осмия, иридия, лаурита. Эти наблюдения согласуются с моделью формирования платиновых самородков в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Сибири и Дальнего Востока (Округин, 2011). В основе этой модели лежит возможность отделения платиновой жидкости от экстремально обогащённой платиной хромитовой жидкости и постепенным накоплением платины в остаточном расплаве вплоть до самой стадии кристаллизации руды в эвтектической точке (Округин, 2004; Округин, 2011).

Таким образом, в основе концентрирования платины в хромит-платиновые рудные зоны в дунитах зональных массивов Среднего Урала лежит ряд процессов.

- Кумулятивное накопление оливина с накоплением в остаточном расплаве несовместимых по отношению к нему элементов.

- Отжим остаточных расплавов из областей, сохраняющих на продолжительное время твёрдопластичного состояния (преимущественно области формирования крупнозернистых дунитов и дунитовых пегматитов).

- Обогащение платиноидами рудно-оксидной жидкости при её перемещении в объёме кристаллизующегося дунита вследствие высокого сродства ЭПГ и оксидно-рудных расплавов.

- Концентрирование оксидно-рудной жидкости в раскристаллизованных твёрдых порфировидных дунитах связи с проявлением в них хрупких деформаций, приуроченных к области фациальных переходов крупнозернистых и среднезернистых дунитов.

- Кристаллизация оксидно-рудных расплавов с отделением платиновой жидкости в случае их экстремального обогащения платиной.

Предложенная модель основана на определяющей роли первично магматических процессов в концентрировании платиноидов в хромит-платиновые рудные зоны и по большинству пунктов аналогична ранее предложенным моделям (Johan, 2002; Округин, 2004; Толстых и др., 2011). Однако модели А.В. Округина и Н.Д. Толстых разработаны для статических систем с высокой ролью процессов расслоения и гравитационной дифференциации и не объясняют перераспределение платины в объёме дунитов с её экстремальным концентрированием в хромит-платиновые рудные зоны. Влияние процессов кристаллизации дунитов в динамической среде, обусловленной твёрдопластичным течением, на формирование хромит-платинового оруденения обоснованно объясняет причину масштабного скопления хромититов в областях фациальных контактов и чрезвычайное их обогащение металлами платиновой группы.

Из числа иных моделей формирования хромит-платинового оруденения внимания заслуживает исследование Т. Оже с соавторами (Auge et al., 2005). В этой модели

постулируется определяющая роль проникновения сквозь ультрамафиты магматического расплава. Однако по справедливому замечанию Е.В. Пушкарёва с соавторами (2007) следов воздействия магматических расплавов на дуниты, в том числе и в областях распространения хромит-платиновых рудных зон, не обнаружено. А результаты геохимических исследований свидетельствует о мобилизации в рудные зоны собственного вещества дунитового «ядра», без привноса его извне.

Детально, с привлечением большого объёма фактического материала, разработана модель формирования хром-платинового оруденения в зональных-клинопироксенит-дунитовых массивах Урала в работе Е.В. Пушкарёва с соавторами (2007). Предложенный в рамках этой модели процесс накопления рудных элементов в остаточных расплавах аналогичен процессу, рассмотренному в модели автора диссертации. Однако описание механизма концентрирования остаточных расплавов в рудные зоны, а также ряд трактовок этапности минералообразования имеют существенные расхождения с предложенной в рамках исследований автора модели. Целесообразно рассмотреть ряд возникающих противоречий.

Прежде всего в работе Е.В. Пушкарёва с соавторами (2007) рассматриваются отдельные рудные тела, обрабатываемые шахтами Господской и Крутой лог 4-00, и постулируется, что вмещающие их дуниты служат источником рудного вещества с формированием отрицательной геохимической аномалии. Однако в результате крупнообъёмного опробования дунитов (Маханов, 1951; Кашин и др., 1956), вмещающих хромит-платиновые рудные сегрегации, в них установлено среднее содержание платины 0,2 г/т, что в четыре раза превосходит содержание этого металла в рядовых дунитах.

Трещины контракции, описанные для платиноносных хромититов Нижнетагильского массива, отнюдь не являются однозначным признаком рудоносности этих образований. Так, в массивных жильных хромититах Вересовоборского массива, обогащённых платиной, трещины контракции отсутствуют. Характер взаимоотношений этих трещин с хромшпинелидом и Pt-Fe минералами свидетельствует об их наложенной природе, не связанной с кристаллизацией хромшпинелидового агрегата (рис. 79а). Аналогичную наложенную природу имеют и серпентиновые прожилки в хромититах, выполняющие трещины (рис. 79б) и сформированные при хрупкой деформации хромититовых тел. Формирование серпентинового агрегата, приводит к замещению первичных минералов хромититов.

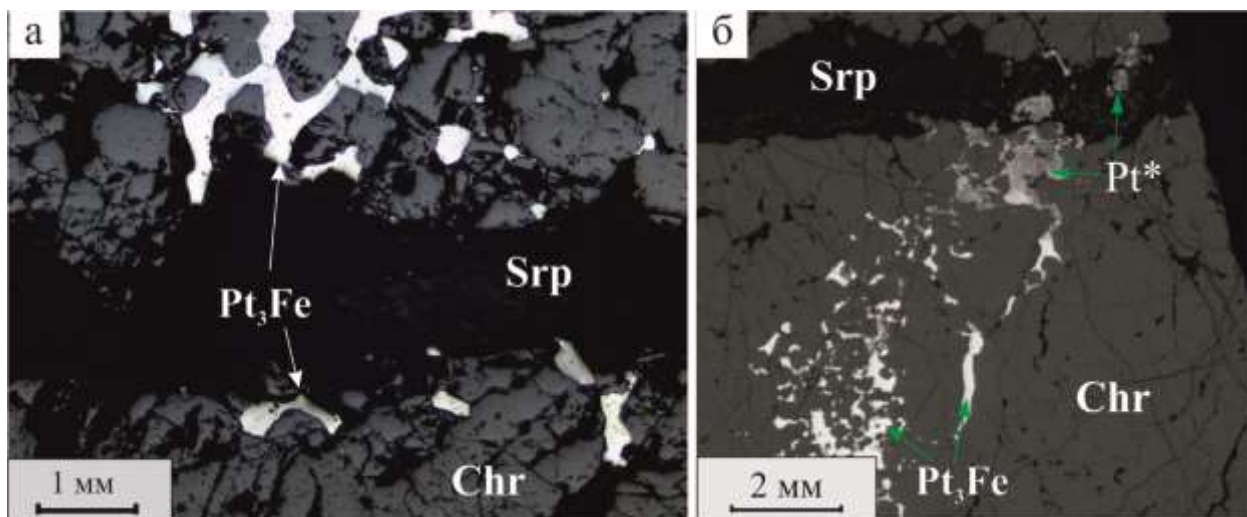


Рис.79. Микрофотографии пересечения платиноносных хромититов поздними трещинами, частично заполненными серпентином: а – трещина «контракции» в «седом» хромитите из Старого дунитового карьера Нижнетагильского массива, б – пересечение платинового самородка серпентиновым прожилком из хромититов Вересовоборского массива. Chr – хромшпинелид, Srp – серпентинит, Pt_3Fe – изоферроплатина, Pt^* – агрегат вторичных платиновых минералов

По представлениям Е.В. Пушкарёва с соавторами (2007) генетическая связь хромит-платинового оруденения с колломорфным силикатным цементом подчёркивается отсутствием термальных и динамических воздействий. Тем временем при исследовании минералов платиновой группы выявлена целая серия их преобразований вследствие пластических и хрупких деформаций (см. рис. 65).

Описанная реакция флюидов, оставшихся после формирования хромититовых тел, с вмещающими дунитами с образованием серпентиновых оторочек (Пушкарёв, 2007) также может быть поставлена под сомнение. Необходимым условием доказательства генетической связи этих оторочек с заключительными процессами формирования хромшпинелидовых сегрегаций является повсеместное распространение серпентинитовой каймы вокруг всех тел хромититов. Однако в дунитах Каменушенского массива и дунитовых тел Конжаковского комплекса серпентинитовые оторочки вокруг большинства прожилково-вкрапленных и массивных хромититов отсутствуют (Паламарчук и др., 2017), а в хромититах Вересовоборского массива серпентинитовые прожилки пересекают хромититовые жилы. Пространственное совпадение зон активной серпентинизации с контурами хромититовых тел в дунитах Нижнетагильского массива является исключением и продиктовано частым совпадением основного направления тектонических нарушений и ориентировки длинных осей хромититовых тел (Кашин и др., 1956).

Описанные на основании трактовки фотографии Н.К. Высоцкого (1913) микроглобулярные структуры для крупных самородков платины (Пушкарёв и др., 2007) весьма сомнительны. Визуальные исследования крупного самородка платины из коллекции Горного музея позволили диагностировать у него зернистое строение со средне-

крупнозернистой структурой (рис. 80а). Минераграфические исследования самородков платины весом до 20 г из россыпей Светлоборского и Вересовоборского массивов также подтвердили их кристаллическое строение без признаков присутствия микроглобулярных структур (рис. 80б).

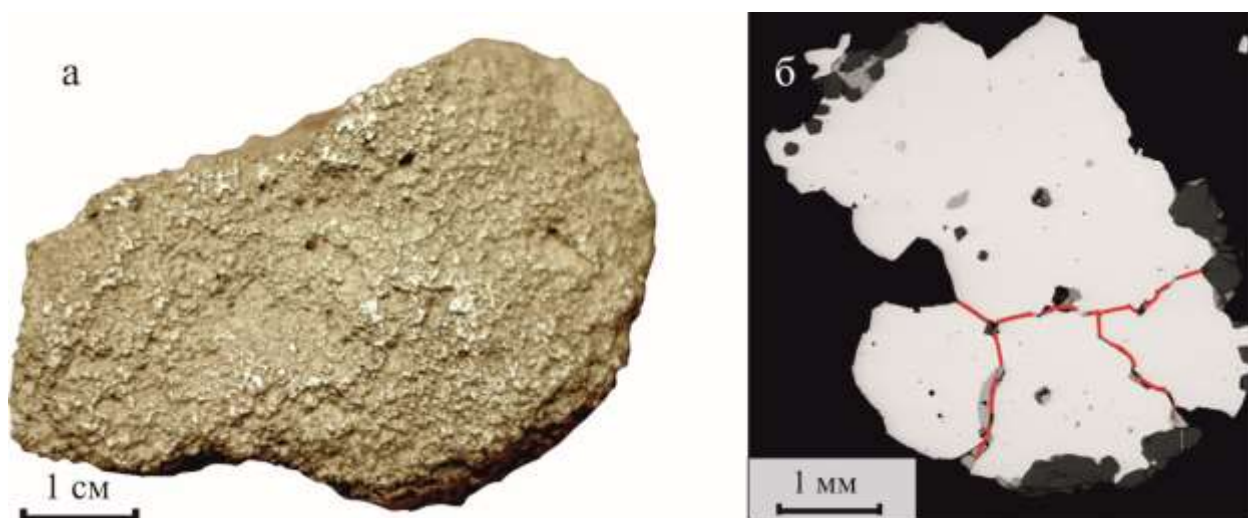


Рис. 80. Строение самородков платины: а – крупный самородок из россыпей Нижнетагильского массива (коллекция Горного музея), б – фрагмент раздробленного и деформированного самородка из россыпей Светлоборского массива, красным пунктиром выделены границы зёрен Pt-Fe минералов.

Подводя итог, можно констатировать, что в противовес магматической модели формирования хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах, разработанной рядом исследователей (Johan, 2002; Округин, 2004; Толстых, 2011), сторонники поздней низкотемпературной модели (Пушкарёв и др., 2007) пытаются связать воедино первичные и наложенные процессы. Использование двухэтапной модели формирования платинового оруденения позволит исключить многочисленные противоречия. В магматический этап произошла концентрация платиноидов в хромит-платиновые рудные зоны с формированием парагенезиса ранних минералов платиновой группы. Во второй этап – гидротермальный, произошло преобразование этих минералов, сопровождающееся кристаллизацией минералов низкотемпературной ассоциации (хлорит, серпентин и др.).

6.5. Обоснование комплекса рациональных методов при постановке поисково-оценочных и геологоразведочных работ

Отсутствие в мировой практике опыта разведки и отработки коренных месторождений платины, залегающих в дунит-клинопироксенитовых комплексах, требует разработки новых методик геологоразведочных работ и выбора видов опробования, способных максимально достоверно оценить содержания полезного компонента в хромит-платиновых рудных зонах с весьма высокой неравномерностью распределения платиноидов. Это особенно актуально в настоящее время, когда практически завершилась отработка крупных россыпных месторождений платины, связанных с дунит-клинопироксенитовыми комплексами Урала, Кондерским и Гальмознанским массивами и остро стоит проблема освоения потенциала коренных руд этих массивов.

Ключевые параметры хромит-платинового рудогенеза, выявленные в результате исследования, сводятся к следующему:

- определяющую роль в концентрировании платиноидов в хромит-платиновые рудные зоны играют первично-магматические процессы;
- пространственное положение хромит-платиновых рудных зон контролируется областью фациального контакта дунитов, различающихся по зернистости, обладающих протогранулярными структурами;
- хромититовые тела имеют крайне неравномерное распределение в пределах хромит-платиновой рудной зоны;
- в хромититах платина сосредоточена в виде Pt-Fe минералов в виде отдельных индивидов и их сростаний, что определяет её крайне неравномерное распределение.

Исходя из выявленных закономерностей возможно предложить следующую последовательность организации геологоразведочных работ. На *поисковой стадии* основное внимание следует уделять детальному геологическому картированию, направленному на выявление в пределах дунитового «ядра» областей смены структурных разновидностей дунитов. Генетическая связь минералов платиновой группы и хромшпинелидов в платиноносных хромититах обуславливает целесообразность проведения литохимической съёмки с выявлением вторичных ореолов рассеяния Сг. Вероятность совпадения контуров вторичных ореолов рассеяния Сг и Pt довольно высока. Однако высокая устойчивость минералов платиновой группы, обнаруженных в хромититах, обуславливает только механическое её перераспределение в элювиально-делювиальных отложениях. С другой стороны, механическая аккумуляция минералов платиновой группы в надрудных элювиальных отложениях является основанием

предполагать высокую результативность использования шлиховой съёмки при оконтуривании хромит-платиновых рудных тел.

В рамках *оценочной стадии* с проходкой канав и скважин колонкового бурения выявление достоверных концентраций платины в коренных породах маловероятно вследствие крайне неравномерного распределения ценного компонента. При опробовании керна и бороздовом опробовании канав целесообразно, прежде всего, обращать внимание на наличие в дунитах хромшпинелида и, как следствие, при обработке результатов химического анализа – на содержание Cr_2O_3 . Контуры распространения платиноидного оруденения могут быть приблизительно оценены по содержанию Pt в породах, которое при использовании стандартных керновых (диаметр 76 мм по керну) и бороздовых (сечение 10x5 см) проб в рудных зонах будет превосходить стандартное дунитовое содержание в 3–5 раз и составлять 150–250 мг/т. С целью оконтуривания рудных зон целесообразно проведение минералогического картирования с выявлением обогащённых хромшпинелидом дунитов и отдельных тел прожилково-вкрапленных и массивных жильных хромититов.

Основной задачей *разведочной стадии* является корректный подсчёт запасов, что осложняется крайне неравномерным распределением хромититов в пределах рудной зоны и платины в хромититах. Единственным решением проблемы неравномерного распределения платины является привлечение методов крупнообъёмного опробования. Так использованием колонкового бурения с диаметром 224 мм (по керну) для заверки результатов предшествующего бурения с диаметром 76 мм (по керну) позволило получить более равномерное распределение платины в пределах рудной зоны с сохранением рудных интервалов (Трушин и др., 2017). Наиболее надёжным методом опробования для корректного подсчёта запасов по-прежнему остаётся использование валового опробования с проходкой подземных горных выработок. Этот метод позволил оценить забалансовые запасы платины в пределах хромит-платиновой рудной зоны нижнетагильского массива в 36,2 тонны (Маханов, 1951; Пилюгин, 2014).

Вопрос выбора бортового содержания платины для предполагаемых рудных объектов остаётся открытым и его обсуждение целесообразно проводить, основываясь только на полноценном анализе разведочных данных, полученных в результате полного комплекса геологоразведочных работ. Однако если рассматривать платиновые рудные объекты в дунитах зональных комплексов Урала как крупнообъёмные месторождения платины (Козлов и др., 2011), то в качестве бортового содержания Pt может быть использовано значение 0,2 г/т. Такое бортовое содержание позволит вырабатывать всю область распространения хромит-платинового оруденения, однако экономическая

целесообразность таких добычных работ дискуссионна и требует специальной экономической оценки. Рентабельность крупнообъемных рудных объектов в дунитах можно значительно повысить за счет комплексного подхода в освоении полезных ископаемых. Дуниты после извлечения платины могут быть использованы в огнеупорной, химической, строительной и других отраслях промышленности (Кашин и др., 1956).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения дунитов Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов выявлены и всесторонне охарактеризованы ранее неизвестные хромит-платиновые рудные зоны. В ходе сравнительного анализа новых данных с результатами предыдущих исследований установлено, что основным структурным фактором контроля платиноидного оруденения в дунитах зональных массивов являются области перехода между дунитами, отличающимися по зернистости.

На основании объёмного исследования минералов платиновой группы и изучения их внутреннего строения установлены порядок минералообразования в ходе непосредственного формирования хромшпинелидовых сегрегаций и хромититов, а также порядок вторичных изменений, вызванных поздними наложенными процессами. Значительный объём результатов рентгеноспектрального микроанализа МПГ позволил точно диагностировать минералы и статистически обоснованно подтвердить выявленные парагенезисы и ассоциации. По совокупности полученных материалов выделены два этапа образования минералов платиновой группы в хромит-платиновых рудных зонах: магматический и постмагматический. В ассоциацию МПГ первого этапа входят Os-Ir-Ru интерметаллиды, сульфиды рядов эрликманит-лаурит и кашинит-баунит, а также ряд тиошпинелей и железо-платиновые минералы. На втором этапе в две стадии происходило формирование вторичных минералов: в первой стадии – образование минералов группы тетраферроплатины, связанное с серпентинизацией дунитов. Во второй стадии – возникновение различных поздних сульфидов, сульфоарсенидов, плюмбидов, меркуридов и других соединений с ЭПГ.

На основе совокупности результатов петрографических, геохимических и минералогических исследований предложена генетическая модель концентрирования элементов платиновой группы в хромититы на магматической стадии формирования клинопироксенит-дунитовых массивов. Эта модель формирования рудных зон может быть положена в основу проектирования поисково-оценочных и разведочных работ на рудную платину в дунитах массивов Урало-Аляскинского типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И.* Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ. МАНПО. 1997. 518 с.
2. *Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н.* Изотопный состав гафния цирконов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия) // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 991-994.
3. *Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н.* Феродсит $(\text{Fe,Rh,Ir,Ni,Cu,Co,Pt})_{9-x}\text{S}_8$ – новый минерал из Нижнетагильского ультраосновного массива // Новые данные о минералах, 2016, Вып. 51, С. 8-11
4. *Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П.* Минералы ряда эрликманит-лаурит и холлингвортит-ирарсит из уральских россыпей // Зап. ВМО. СПб.: Горный институт, 1976, вып. 2, С. 213-218
5. *Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. Москва: Издательство академии наук СССР. 1935. 148 с.
6. *Вильданова Е.Ю., Зайцев В.П., Кравченко Л.И. Ланда Э.А. и др.* Корякско-Камчатский регион –новая платиноносная провинция России. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
7. *Виноградская Г.М.* Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // доклады АН СССР. 1954. Т. 97. № 5. С. 899–902.
8. *Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т.* Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральского типа // Литосфера, 2007. №4, С. 73-101.
9. *Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб. 1913. 692 с.
10. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы её добычи. Части 1, 2, 3, 4 и 5. Изд. К.Е.П.С. при АН, Л., 1923–1933.
11. *Генкин А.Д.* Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.
12. *Глазунов О.М.* Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 167 с.
13. *Григорьев Д.П.* Онтогения минералов. Изд. Львовского университета. 1961. 283 с.
14. *Дрёмов Л.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Кутырев А.В.* Зависимость морфологии и химического состава хромшпинелидов платиновых россыпей различных генетических типов // Металлогения древних и современных океанов. 2018. №24. С. 210–214.
15. *Дружинин В.С., Кашибин С.Н., Попова Б.А. и др.* Строение верхней части литосферы и особенности минерализации Урала // 27-ая сессия МГК. Докл. Сов. Геологов. М., 1989. С 114–124.
16. *Дюпарк Л.* Платина и платиновые месторождения на Урале. Горн. Журн., т. 1, № 1–2, СПб, 1913 С. 15–21.

17. *Ефимов А.А.* Габбро–гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
18. *Ефимов А.А.* Платиноносный пояс Урала: современное состояние представлений о геологии, природе и истории формирования уникального российского объекта // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. - Екатеринбург, 2009. - Т.1. - С.176-179.
19. *Ефимов А.А.* Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера, 2010, № 5, с. 134–153
20. *Ефимов А.А., Таврин И.Ф.* О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 991-994.
21. *Жабин А.Г.* Онтогенез минералов. Наука, Москва, 1979 г., 275 с
22. *Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.
23. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: из-во АН СССР. 1955. 479 с.
24. *Зайков В.В., Попов В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А.* Состав и форма кристаллов платиноидов из россыпей Южного Урала // Минералогия. 2017. Т.3. №4. С. 51–56.
25. *Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ОАО “Уральская геологосъемочная экспедиция”, 2001. 199 с.
26. *Иванов О.К.* Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск. УНЦ АН СССР. 1986. 57 с.
27. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
28. *Иванов К.С.* Генезис хром-платинового оруденения Уральского (Нижнетагильского) типа // Доклады АН, 2011. Т. 441. № 2. С. 224-226.
29. Интерпретация геохимических данных. под ред. Е. В. Скларова. - М: Интермет Инжиниринг, 2001- 288 с.
30. *Карпинский А.П.* О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. II, Известия Академии наук СССР. VI серия, 1926, том 20, выпуск 1-2, 159–170
31. *Карпинский А.П.* О коренном месторождении платины на Урале. Записки АН. 1893. Т. 71. С. 222–229.
32. *Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П.* Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. НИИ НИГРИЗОЛОТО МЦМ СССР. Москва. 1956. 112 с.
33. *Козлов А.В., Степанов С.Ю.* Онтогенетические ориентиры выбора модели первичной концентрации металлов платиновой группы в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах // Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (XVII Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 40-44.

34. Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М. Крупно-объемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-аляскинского типа и перспективы их освоения // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 419–437.
35. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Ленинград, Недра, 1992. 217 с.
36. Ланда Э.А., Казак А.П., Щербакова С.В. К проблеме геохимической типизации альпинотипных и концентрически-зональных массивов Урала (по данным изучения распределения РЗЭ) // Геохимические типы и рудоносность базитов-гипербазитов гранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов офиолитов. Иркутск. Ин-т геохимии, 1990. С. 21–26.
37. Ланда Э.А., Марковский А.Б., Сидоров Е.Г., Толмачёва Е.В. Об особенностях состава оливинов из дунитов зональных массивов Корякии и Камчатки // Записки ВМО, 2001. №1. С. 60–66.
38. Локерман А.А. Рассказ о самых стойких. М.: Знание, 1982. с.192
39. Магматические формации СССР. Т. 1. / В.Л. Масайтис, В.Н. Москалёва, Н.А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. 318 с.
40. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
41. Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск. Изд. УФАН СССР, 1970, 166 с.
42. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Изд-во картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
43. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Хиллер В.В. Химический состав и осмиево-изотопная систематика благороднометалльного оруденения зонального Нижнетагильского массива (Свердловская область, Россия) / Труды Института геологии и геохимии акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. 2014. Вып. 161. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 316-321.
44. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Кнауф В.В., Мейзел Т. Минералогическо-геохимические ассоциации платиноидов дунит-гацбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов // Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. С. 255-260.
45. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Док. АН. 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.
46. Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 65-83.
47. Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Доклады Академии наук, 2017. Т. 476. № 4. С. 440-444.
48. Мосин К.И. История добычи платины на Урале. Нижняя Тура: Нижнетуринская типография. 2002. 246 с.

49. Мочалов А.Г. Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 171–188.
50. Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.А. Минералогия и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья России // Геология рудных месторождений, 2002. № 3. С.212–238.
51. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63-75.
52. Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромитовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование, 2011.. №3. С. 16–20.
53. Ольшанский Я.И. Об ионно-электронных жидкостях // доклады АН СССР. 1950. Т. 71. №4. С. 701–704.
54. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 65–79.
55. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю. Самородный иридий Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (средний Урал) // Материалы конференции «Уральская минералогическая школа 2016». Екатеринбург: институт геологии и геохимии УрО РАН. 2016, С. 81-84.
56. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А. Минералы платиновой группы из россыпи р. Малая Каменушка, Каменушенского клинопироксенит-дунитового массива, Средний Урала // Уральская минералогическая школа. 2017. № 23. С. 124–128.
57. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В., Золотарев А.А. Сравнительная характеристика минералов платиновой группы из элювиально-делювиальной россыпи и хромититов Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Минералогия. Изд-во: Имин Уро РАН, г. Миасс, 2017. № 4, С. 37-50.
58. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактитные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200с.
59. Пилюгин А.Г. Геохимия и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Средний Урал: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.11. – Санкт-Петербург 2014. – 20 с.
60. Пилюгин А.Г., Лазаренков В.Г., Степанов С.Ю. Геохимия платиноносных жильных хромититов Нижнетагильского массива, Средний Урал // Уральская минералогическая школа. 2012. № 18. С. 119–124.
61. Пилюгин А.Г., Таловина И.В., Дурягина А.М., Никифорова В.С. Геохимические особенности платиноносных дунитов Светлоборского и Нижнетагильского массивов платиноносного пояса Урала // Записки горного института. Т. 212. С. 51-61.
62. Подлипский М.Ю., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Кобальтсодержащий маланит и другие тиошпинели платины из россыпных проявлений реки Майор // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 4. С. 645-648.
63. Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.

64. *Пушкарёв Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
65. *Пушкарёв Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф.* Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.
66. *Рамдор. П.* Рудные минералы и их сростания. М.: Иностранная литература. 1962. 1118 с.
67. *Рудашевский Н.С.* Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // Зап. РМО. 1978. Т. 116. № 2. С. 222-235.
68. *Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Осипенко А.Б., Марковский Б.А.* Петрохимические особенности пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 14-30.
69. *Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д.* Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир. 2012. 288 с.
70. *Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В., Приходько В.С.* Эволюция магматических расплавов при формировании платиноносных ультраосновных массивов на Сибирской платформе // Геология и минерагения Северной Евразии. Материалы совещания, приуроченного к 60-летию Института Геологии и геофизики СО АН СССР. Издательство 2017. С. 215-216.
71. *Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В.* Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология, 2017. Т. 36. №6. С. 70–93.
72. *Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В.* Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // Док. АН. 2013. Т. 499. № 6. С. 692-695.
73. *Степанов С.Ю.* Особенности платинового оруденения ультраосновных интрузивов Урало-Аляскинского типа на примере массивов Платиноносного пояса Урала // Материалы Четвёртой молодёжной Школы. М., ИГЕМ РАН. 2014. С. 269–272.
74. *Степанов С.Ю.* Влияние пегматитообразования в концентрически-зональных массивах ультраосновных пород Среднего Урала на формирование платинового оруденения // Металлогения древних и современных океанов. 2014. № 20. С. 146–149.
75. *Степанов С.Ю.* Онтогения минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Материалы конференции «Онтогения, филогения и система минералогии». Миасс: Институт минералогии УрО РАН. 2015. С. 182-186.
76. *Степанов С.Ю.* Сравнительная характеристика платиновой минерализации Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского дунит-клинопироксенитовых интрузивов (Средний Урал, Россия) // Новые данные о минералах, 2015. № 50. С. 29–37.
77. *Степанов С.Ю., Козлов А.В.* Структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала // Металлогения древних и современных океанов. 2018. № 24. С. 206–209.

78. Степанов С.Ю., Малич К.Н. О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Металлогения древних и современных океанов. Место издательства 2016. Т. 23, С. 228–232.
79. Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В., Баданина И.Ю., Антонов А.В. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 238–250.
80. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. Хромит-платиновые минерализованные зоны Вересовоборского клинопироксенит-дунитового массива на Среднем Урале // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V Международной конференции. Отв. Редактор Е.В. Кислов. 2017. С. 286–289.
81. Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарёв А.А. Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал // Записки Горного института, 2015. Т. 211. С. 22–28.
82. Столяров С.А. Петрофизическая зональность центральной части Кондёрского и Нижнетагильского массивов и особенности минерализации платиноидов // Матер. Всерос. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых специалистов “Геологи XXI века”. Саратов: СО ЕАГО, 2002. С. 120–123.
83. Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. 2009. Т. 2. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, С. 212–215.
84. Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.
85. Трушин С.И., Осецкий А.И., Черепанов А.В., Корнеев А.В. Поиски рудной платины на Урале с использованием скважин большого диаметра // Разведка и охрана недр. 2017. №2, С. 40–42.
86. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, 2013. РИО УрО РАН. 368 с.
87. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
88. Ханин Д.А. Хроматная минерализация в зоне гипергенеза месторождений Урала: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.05. – Москва. 2017. – 30 с.
89. Шмелев В.Р., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В. Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив и его платиновые месторождения // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания, 2010. С. 38 – 58.
90. Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника, 2010. С. 65–86.
91. Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs fO_2 and fS_2 in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // Miner. Petrol., 2000, v. 68, p. 29–62.

92. *Anikina E.V., Malitch K.N., Pushkarev E.V., Shmelev V.R.* The Nizhny Tagil and Volkovsky massifs of the Uralian Platinum Belt, and related deposits. Field trip guidebook. 12th International Platinum Symposium. Yekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. 48 p.
93. *Auge T., Genna A., Legendre O., Ivanov K.S., Volchenko Yu.A.* Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // *Economic Geology*. 2005. V. 100. P. 707-732.
94. *Brenan J., Andrews D.* High-temperature stability of laurite and Ru–Os–Ir alloy and their role in PGE fractionation in mafic magmas // *Canadian Mineralogist*. 2001. V. 39. P. 341–360.
95. *Cabri L.J., Feather C.E.* Platinum-iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // *Canadian Mineralogist*. 1975. V. 13. P. 117-126.
96. *Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W.* Mineralogy and distribution of platinum-group mineral (PGM) placer deposits of the world // *Exploration and Mining Geology*. 1996. V. 5. P. 73-167.
97. *Chashchukhin, I.S., Votyakov, S.L., Pushkarev, E.V., Anikina, E.V., Mironov, A.B. & Uimin, S.G.*, 2002. Oxithermobarometry of ultramafic rocks from the Ural Platinum Belt. *Geochemistry International*, 40 (8), 762-778.
98. *Duparc L., Tikhonowitch M.* Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde. Geneve, 1920. 542 p.
99. *Garuti G., Fershtater G.B., Bea F. et al.* Platinum-group element distribution in mafic ultramafic complexes of Central and Southern Urals: Preliminary results // *Tectonophysics*, 1997. V. 276. P.181–194.
100. *Harris D.C., Cabri L.J.* Nomenclature of plantinum-group-element alloys: Review and revision // *Canadian Mineralogist*. 1991. V. 29. P. 231-237.
101. *Johan Z.* Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // *The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements* (Cabri I.J. ed.). Special volume 54. Canadian Institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002. P. 669-719.
102. *Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. – 2001. – Vol. 42, No 4. – P. 655–671.
103. *Malitch K.N., Thalhammer O.A.R.* Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // *Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. P. 395-418.
104. *Mc Donough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 223-253
105. *Naldrett A.J.* Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Berlin Heidelberg New York, Springer. 2004. 727 p.
106. *Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu.* Characteristics of platinum placers associated with Uralian-Alaskan complex in Middle Urals // *Abstract volume XI L.L. Perchuk International School of Earth Sciences*. Miass, 2017. P. 35-37
107. *Peregoedova A., Ohnenstetter M.* Collectors of Pt, Pd and Rh in a s-poor Fe–Ni–Cu sulfide system at 760°C: experimental data and application to ore deposits// *Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. P. 527-561.

108. *Stepanov S. Yu. Palamarchuk R.S., Kuttyrev A.V.* Evolution of the chromite-platinum mineralization of zonal clinopyroxenite-dunite massifs of the Middle Ural || Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. Proceedings of XXXIV International Conference. Editors V.A. Zaitsev, V.N. Ermolaeva. 2017. P. 274–276.
109. *Tessalina S.G., Malitch K.N., Auge T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A.* Origin of the Nizhny Tagil Clinopyroxenite–Dunite Massif, Uralian Platinum Belt, Russia: Insights from PGE and Os Isotope Systematics // *Journal of petrology*, 2015. V. 56. № 12. P. 2295–2318.
110. *Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu.* (2015) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore geology Reviews*, 67, P. 234–243.
111. *Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M.* Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geology Reviews*. 2002. V. 20. p. 1–25.
112. *Tolstykh N., Sidorov E.G., Krivenko A.P.* Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // *Mineralogical Association of Canada Short Course 35*, Oulu, Finland, p. 113–143.
113. *Tolstykh N.D., Kozlov A.P., Telegin Yu. M.* (2015) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore geology Reviews*, 67, P. 234–243.

Фондовая литература

114. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХІІ (Качканар): Объяснительная записка / Л.И.Десятниченко, И.Ф.Фадеечева, В.В. Парфенов и др; ВСЕГЕИ. СПб, 2005. 457 с.
115. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XXIV (Нижний Тагил): Объяснительная записка / И.Г. Южаков, А.А. Жиганов, В.И. Маегов и др.; ВСЕГЕИ. СПб, 2006. 389 с.
116. Маханов С.А. Отчет "Геолого-промышленная оценка месторождения коренной платины дунитового массива горы Соловьевой в пределах разведанной площади", 1951. 147 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица 1

Список опорных обнажений в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала

№ п.п.	Название	Привязка	Координаты	Краткое описание
Нижнетагильский массив				
1	б.н.	2,5 км в сторону Висима по дороге Уралец-Висимо-Уткинск	N 57° 39' 04" E 59° 38' 01"	Выходы клинопироксенитов в борту горной выработки под дорогу
2	Ипатовская жила	1,52 км к северо-востоку от прииска Чауж	N 57° 42' 41" E 59° 41' 06"	Жила выполненная хромшпинелидом, оливином, Сг-хлоритом, офитом в серпентинизированных дунитах
3	Т.н. №1	Левый борт р. Рублёвик	N 57° 40' 58" E 59° 37' 46"	Редкие единичные тела прожилково-вкрапленных хромититов в мелко-среднезернистых дунитах
4	Т.н. №4	Старый дунитовый карьер	N 57° 40' 16" E 59° 38' 26"	Миаролитовые крупнозернистые дуниты с редкими прожилками хромититов
5	Т.н. №4/1	Старый дунитовый карьер	N 57° 40' 16" E 59° 38' 29"	Шлир прожилково-вкрапленных хромититов, переходящих в массивные в среднезернистых порфировидных дунитах
6	Т.н. №5	Южный борт выработки в Крутом логу	N 57° 40' 35" E 59° 38' 13"	Прожилково-вкрапленные тела хромититов в среднезернистых дунитах
7	Т.н. № 12 зона им. А.Ю. Волченко	Новый дунитовый карьер	N 57° 40' 10" E 59° 38' 15"	Многочисленные тела прожилково-вкрапленных хромититов в среднезернистых дунитах
8	Т.н. № 54	Выработка на ж.д. Уралец-Елазаветинское	N 57° 39' 52" E 59° 37' 30"	Выходы верлитов в средне-мелкозернистых дунитах
9	Т.н. № 77	Сырков лог	N 57° 40' 10" E 59° 38' 33"	Вскрыт плотик, сложенный грубозернистыми и среднезернистыми дунитами с прожилково-вкрапленными и массивными хромититами
10	Т.н. № 83	Обнажение у электростанции п. Уралец	N 57° 40' 11" E 59° 39' 16"	Средне-мелкозернистые дуниты с многочисленными тонкими прожилками Сг-диоксида
11	Т.Н. № 25	Пруд на р. Чауж	N 57° 43' 25" E 59° 39' 58"	Выходы среднезернистых дунитов в бульдозерном задире
12	Т.Н. № 120 Соловьёв лог	Верховья Соловьёва лога	N 57° 41' 08" E 59° 39' 13"	Выходы крупнозернистых дунитов в горной выработке в Соловьёвом логу

Светлоборский массив				
13	Т.Н. №1.	Обнажение в борту р. Косья	N 58° 46' 85.5" E 59° 19' 05"	Выходы сильно выветрелых пироксен-содержащих дунитов
14	Т.н. № 2 Ильинский лог	Верховье Ильинского лога	N 58° 46' 1.99" E 59° 18' 1.58"	Выходы слабо серпентинизированных среднезернистых дунитов с редкими единичными прожилками хромититов
15	Т.н. № 4 Магистральный газопровод	Пересечение магистрального газопровода с р. Ис	N 58° 47' 47.6" E 59° 18' 41.5"	Выходы даек горнблендитов средне-мелкозернистых дунитах
16	Т.н. № 9	обнажение в районе д. Боровское	N 58° 47' 33.6" E 59° 16' 55.9"	Выходы даек горнблендитов в сильно серпентинизированных дунитах
17	участок им. Н.К. Высоцкого	2,22 км к Юго-западу от п. Кучум	N 58° 46' 16" E 59° 17' 26"	Старые разведочные магистральные каналы, вскрывающие дуниты и клинопироксениты
18	участок Вершинный	2,6 км к Юго-западу от п. Кучум	N 58° 45' 52.0" E 59° 17' 46.6"	Магистральные каналы, вскрывающие дуниты и хромит-платиновые рудные зоны
19	урочище Утянка	5,36 км к Юго-западу от д. Косья	N 58° 45' 22.0" E 59° 18' 43.7"	Выходы тел массивных хромититов в мелкозернистых дунитах
20	Травянистый лог	2,5 км к Юго-западу от п. Кучум	N 58° 46' 12.7" E 59° 17' 40.7"	Выходы среднезернистых дунитов с единичными телами прожилково-вкрапленных хромититов
Вересовоборский массив				
21	ЛЭП Покап-Простакишенка	к Северо-западу от п. Покап		Бульдозерные зачистки вскрывают дуниты разной зернистости, содержащие редкие прожилково-вкрапленные тела хромититов
22	Т.н. СБ-17. Нечаевский лог	Верховья Нечаевского лога	N 58° 50' 15.3" E 59° 14' 44.2"	Пироксен-гранатовые родингиты в дунитах.
23	Старые разведочные каналы	Вершина увала, 930 м к северо-западу от д. Покап	N 58° 50' 15.4" E 59° 15' 06.5"	Канавами вскрыты тела грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов с редким прожилково-вкрапленными и массивными хромититами
24	Разведочный участок Вересовоборский	Участок вытянут вдоль хребта Вересового бора на расстояние около 2 км при ширине 300-400 м	N 58° 50' 00" E 59° 15' 07.0"	В пределах участка пройдены магистральные разведочные каналы через 200 метров, вскрывающие различные по зернистости дуниты, а также тела хромититов
25	Ермаковский лог	6 км к Северу от п. Покап	N 58° 52' 35.7" E 59° 14' 26.2"	Выходы средне-мелкозернистых и среднезернистых дунитов в бортах и плотике лога

Каменушенский массив				
27	Т.Н. КР-1	Северо-восточный склон г. Соколки	х 59.00.595 у59.24.717	Выходы тела плагиогранитов с гранитовыми пегматитами, дополнительно вскрытые линией шурфов, пройденных через 20 метров
28	Т.Н. КР-3	Хромитовый Увал	х 59.00.297 у59.24.198	Выходы жил массивного хромитита мощностью до 20 см в дунитах
29	Т.Н. КР-4	плотик россыпи Б. Каменушка	х 59.00.815 у59.24.949	Выходы жил массивного хромитита в средне- крупнозернистых порфировидных дунитах, дайки сиенитов и габбро-пегматитов
30	Т.Н. КР-8	Вершина г. Соколки	х 59.00.597 у59.24.297	Выходы даек габбро-пегматитов в дунитах
31	Т.Н. КР-21	Юго-Восточный склон г. Вересовой	х 59.00.855 у59.24.775	Выходы даек габбро-пегматитов в среднезернистых дунитах
32	Т.Н. КР-40	Вершина г. Соколки	х 59.59.777 у59.24.926	Выходы средне- крупнозернистых дунитов
33	Т.Н. КР-43	Южной склон г. Вересовой	х 59.01.158 у59.23.599	Глыбовый развал клинопироксенитов

Таблица 2

Каталог наиболее представительных образцов пород и руд клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала

№ п.п.	шифр	координаты	привязка	описание
Нижнетагильский массив				
1	П.Г. 1	N 57° 42' 19" E 59° 41' 11"	Ипатовская жила	Жила выполнения на серпентинизированном дуните хромшпинелид, Сг-хлорит, оливин, замещённый серпентином, офит.
2	П.Г. 7	N 57° 42' 19" E 59° 41' 11"	Ипатовская жила	Вмещающие Ипатовскую жилу, серпентинизированные мелкозернистые дуниты
3	Т.2.	N 57° 42' 20,5" E 59° 41' 11"	В 15 м к северу от Ипатовской жилы	Мелкозернистый слабо серпентинизированный дунит
4	Т.4.	N 57° 40' 32" E 59° 38' 26"	Старый дунитовый карьер	Средне- крупнозернистый массивный хромитит.
5	Т.5.	N 57° 40' 35" E 59° 38' 13"	Крутой лог	Слабо серпентинизированный мелко-среднезернистый дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида
6	Т.7.	N 57° 38' 52,3" E 59° 40' 34,2"	Гора Соловьёва	Серпентинизированный средне-крупнозернистый дунит с крупными кристаллами клинохлора (до 1 см) и рядовой вкрапленностью хромшпинелида
7	Т.10	N 57° 40' 33,5" E 59° 38' 06,8"	Отвалы Катаевской штольни (месторождение Крутой лог 4-00)	Серпентинизированный среднезернистый дунит с густой вкрапленность хромшпинелида, переходящей в прожилково-вкрапленные хромититы и гранатовой минерализацией
8	Т.13.	N 57° 40' 19" E 59° 38' 07"	Новый дунитовый карьер, зона им. А.Ю. Волченко	Густовкрапелнные в дунит хромшпинелиды, переходящие в прожилково-вкрапленные хромититы.
9	Т. 35	N 57° 39' 32" E 59° 38' 09"	Отрог г. Мал. Шулъпиха	Пироксенит среднезернистый оливин содержащий.
10	Т. 36	N 57° 40' 31" E 59° 39' 02"	Плотик отработанной россыпи в Сырковом логу.	Средне- крупнозернистый дунит слабо серпентинизированный с умеренным количеством акцессорного хромшпинелида.
11	Т. 37.	N 57° 39' 33" E 59° 38' 12"	Отрог г. Мал. Шулъпиха	Мелкозернистый слабо серпентинизированный дунит с редкой вкрапленностью мелкого акцессорного хромшпинелида.

12	Т 38.	N 57° 39' 12" E 59° 37' 51"	Северо-Восточный склон г. Мал. Шульпиха	Мелко- среднезернистый пироксенит.
13	Т. 42.	N 57° 41' 08" E 59° 37' 48"	Шахта на Северо- Западном склоне г. Соловьёва.	Средне- крупнозернистый слабо выветрелый слабо серпентинизированный дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида
14	Т. 52.	N 57° 40' 21" E 59° 37' 12"	Западный борт, Нового дунитового карьера	Среднезернистый слабо серпентинизированный дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида.
15	Т. 53.	N 57° 39' 57" E 59° 37' 19"	Обнажение к западу от пос. Уралец	Среднезернистый пироксенит с редкой вкрапленностью акцессорного магнетита.
16	Т. 61.	N 57° 39' 59" E 59° 37' 48"	Плотик отработанной россыпи в Пупковом логу	Среднезернистый дунит слабо серпентинизированный с рядовой вкрапленностью акцессорного хромшпинелида.
17	Т. 64	N 57° 40' 47" E 59° 37' 59"	Юго-западное подножие г. Соловьёва	Жилы густовкрапелного хромитита в крупнозернистом слабо серпентинизированном дуните.
18	Т. 79.	N 57° 40' 49" E 59° 37' 22"	Верховье Крутого лога, южный борт горной выработки	Сильно серпентинизированный средне- мелкозернистый дунит с крупными единичными кристаллами хромшпинелида.
19	Т. 106.	N 57° 41' 28" E 59° 36' 09"	Плотик р. Рублёвик	Средне- мелкозернистый слабо серпентинизированный дунит с рядовой вкрапленностью акцессорного хромшпинелида.
20	Т. 116.	N 57° 41' 27" E 59° 36' 02"	Нижнее часть р. Рублёвик, водосборная канавка	Полосчатый средне- мелкозернистый амфиболит с крупными порфиробластами роговой обманки.
21	НТ-138	N 57° 40' 14" E 59° 38' 22"	Старый дунитовый карьер	Грубозернистый миаролитовый дунит. Миаролы выполнены гранатом, хлоритом и офитом. Размер миарол до 5 мм.
22	Т. 111.	N 57° 40' 32" E 59° 38' 37"	Глыбовые развалы в Сырковом логу	Массивный крупнозернистый хромитит слагает жилу мощностью 4 см в грубозернистом сильно серпентинизированном дуните.
23	Т. 153	N 57° 42' 59" E 59° 40' 39"	Плотик россыпи р. Чауж	Сильно выветрелый клинопироксенит
24	НТ-150	N 57° 40' 17" E 59° 37' 17"	Новый дунитовый карьер, зона им. А.Ю. Волченко	Прожилково-вкрапленный хромитит в средне- мелкозернистом слабо серпентинизированном дуните.

25	T-113	N 57° 40' 14" E 59° 38' 22"	Старый дунитовый карьер	Грубозернистый слабо серпентинизированный дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида.
26	Н.Т. 71	N 57° 40' 11" E 59° 39' 16"	Выходы дунитов у э.ст. у посёлка Уралец	Хромдиопсидовый прожилок в мелко- среднезернистом дуните.
27	Н.Т. 187	N 57° 43' 12" E 59° 39' 28"	Возвышенность на южном берегу р. Бобровки	Дунит мелко- среднезернистый равномернозернистый сильно серпентинизированный.
28	ГС-12-7	N 57° 41' 11" E 59° 38' 21"	Отвалы Господской шахты	Массивный жильный хромитит с единичными зёрнами Pt-Fe твёрдых растворов.
29	ГСБ-1.3	N 57° 41' 11" E 59° 38' 21"	Господская шахта, образец из коллекции А.Г. Бетехтина	Массивный жильный хромитит с единичными зёрнами Pt-Fe твёрдых растворов.
Светлоборский массив				
30	С.Б.-1.1.	N 58° 46' 85,5" E 59° 19' 05"	Дорога Косья-Качканар	Сильно серпентинизированный микро- мелкозернистый дунит с аксессуарной вкрапленностью хромшпинелида.
31	СБ-2.1.	N 58° 46' 1,99" E 59° 18' 1,58"°	Ильинский лог	Среднезернистый дунит слабо серпентинизированный с рядовой аксессуарной вкрапленностью хромшпинелида.
32	СБ-3.2.	N 58° 46' 0,98" E 59° 18' 26,8"	Ильинский лог	Аподунитовый серпентинит с редкой вкрапленностью магнетита.
33	СБ-3.4.	N 58° 46' 0,98" E 59° 18' 26,8"	Ильинский лог	Средне- мелкозернистый дунит слабо выветрелый с редкой мелкой вкрапленностью хромшпинелида.
34	СБ-5.1.	N 58° 47' 47,6" E 59° 18' 41,5"	Пересечение магистрального газопровода с р. Ис	Магнетитсодержащий горнблендит с сидеронитовой структурой
35	СБ-6.1.	N 58° 46' 42,1" E 59° 18' 11,5"	Слияние 3-го и 2-го логов.	Сильно выветрелая хлоритовая порода.
36	СБ-6.4.	N 58° 46' 42,1" E 59° 18' 11,5"	Слияние 3-го и 2-го логов.	Мелко- среднезернистый пироксенит с сидеронитовой структурой.
37	СБ-8.1.	N 58° 47' 21,2" E 59° 17' 18,5"	Дорога на магистральном газопроводе	Средне- крупнозернистый горнблендит с повышенным содержанием аксессуарного магнетита.
38	СБ-9.3.	N 58° 47' 33,6" E 59° 16' 55,9"	окрестности дер. Боровское	Мелкозернистое габбро с порфировидными вкрапленниками клинопироксена и повышенной вкрапленностью рудного минерала - магнетита.

39	СБ-12.1	N 58° 48' 21,0" E 59° 17' 40,0"	Южный берег р. Ис	Среднезернистый серпентинизированный дунит с рядовой вкраплённостью хромшпинелида.
40	СБ-24	N 58° 48' 09,5" E 59° 17' 48,1"	Южный берег р. Ис	Прожилково-вкрапленные хромититы с содержанием хромшпинелида от 50 до 80% с переходом в хромитовые дуниты.
41	СБ-26	N 58° 45' 53,4" E 59° 17' 44,2"	Участок Вершинный, профиль 5, шурф 1	Тонкие прожилки до 0,5 см массивного или густо вкрапленного хромитита в сильно выветрелом и серпентинизированном дуните.
42	СБ-27.1.	N 58° 45' 42,1" E 59° 17' 26,9"	Урочище Утянка, площадка под скважину № 30	Прожилково-вкрапленные хромититы и шлировые обособления хромшпинелидов в сильно выветрелых мелкозернистых серпентинизированных дунитах.
43	СБ-30	N 58° 46' 22,3" E 59° 17' 32,9"	Урочище Утянка, шурф.	Тела прожилково-вкрапленных хромититов мощность до 0,5 см в сильно выветрелом серпентинизированном дуните
44	СБ-33	N 58° 45' 26,1" E 59° 17' 49,3"	Урочище Утянка, площадка под скважину № 29	Жила массивного жильного хромитита мощностью от 5 до 10 см.
45	СБ-35	N 58° 45' 50,6" E 59° 17' 53,4"	Участок Вершинный, профиль 7, шурф 8	Жила массивного жильного средне-крупнозернистого хромитита мощностью 2-5 см в сильно выветрелом среднезернистом серпентинизированном дуните
46	СБ-45	N 58° 45' 52,6" E 59° 17' 23,4"	Участок Вершинный канава № 032, 674 м.	Дунит средне-мелкозернистый серпентинизированный выветрелый.
47	СБ-290	N 58° 45' 54,2" E 59° 17' 43,2"	Участок Вершинный канава № 036, 25 м.	Среднезернистый, порфировидный дунит с рядовой вкраплённостью хромшпинелида.
48	СБ-300	N 58° 45' 54,1" E 59° 17' 42,8"	Участок Вершинный канава № 036, 311 м.	Средне-мелкозернистый дунит с рядовой вкраплённостью хромшпинелида.
49	СБ-317	N 58° 46' 00,2" E 59° 17' 52,1"	Участок Вершинный канава № 032, 80 м.	Среднезернистый порфировидный серпентинизированный дунит с рядовой вкраплённостью хромшпинелида
50	СБ-102	N 58° 46' 10,3" E 59° 17' 20,5"	Участок Высоцкого, скв № 024, гл. 185 м.	Пироксенсодержащий горнблендит с титаномагнетитом и халькопиритом
51	СБ-59	N 58° 46' 11,0" E 59° 17' 20,2"	Участок Высоцкого, скв № 023, гл. 195 м.	Гигантокристаллический флогопитовый клинопироксенит
52	СБ-24/20	N 58° 46' 51,0" E 59° 17' 54,2"	Участок Высоцкого, скв № 020, гл. 222 м.	Слабо серпентинизированный тонкокристаллический дунит с рекристаллизованной структурой

53	СБ-125	N 58° 45' 58,0" E 59° 17' 48,6"	Участок Вершинный, канавы 152, 65 м.	Массивный среднезернистый жильный хромитит в серпентинизированном среднезернистом дуните
54	СБ-126	N 58° 46' 05,0" E 59° 19' 02,5"	Плотик отработанной россыпи в Крутом логу	Массивный средне- крупнозернистый жильный хромитит в слабо серпентинизированном среднезернистом дуните.
55	СБ-321	N 58° 46' 00,2" E 59° 17' 53,5"	Участок вершинный, Канавы 32, 746 м.	Прожилково-вкрапленные переходящие в массивные хромититы в серпентинизированном мелко- среднезернистом дуните.
56	СБ-114	N 58° 45' 42" E 59° 17' 23"	Урочище Утянка, скв № 030, гл. 205.	Дунит тонкозернистый, полиэдрическизернистый, равномернозернистый с редкой вкрапленностью хромшпинелида.
57	СБ-116	N 58° 45' 55" E 59° 17' 43"	Участок Вершинный, канавы № 040, 34 м.	Дунит среднезернистый, порфировидный, с рядовой вкрапленностью хромшпинелида.
58	КР-032	N 58° 45' 59,5" E 59° 17' 54,6"	Участок Вершинный, канавы № 032, 126 м.	Прожилково-вкрапленные хромититы в мелко-среднезернистом серпентинизированном дуните.
Вересовоборский массив				
59	СБ-13	N 58° 50' 13,8" E 59° 15' 07,2"	Вершина увала Вересового бора на ЛЭП	Массивный жильный хромитит мощностью 2-3 см в сильно серпентинизированном грубозернистом дуните
60	СБ-15	N 58° 50' 15,4" E 59° 15' 06,5"	Старые разведочные канавы	Серпентинизированный грубозернистый дунит.
61	СБ-16	N 58° 50' 14,2" E 59° 15' 06,9"	Выруб под ЛЭП Покап- Простакишенка	Цепочечные обособления крупных индивидов хромшпинелида в сильно серпентинизированном дуните.
62	СБ-17	N 58° 50' 15,3" E 59° 14' 44,2"	Верховья Нечаевского лога	Сильно серпентинизированный мелко- среднезернистый дунит с рядовой вкрапленностью акцессорного хромшпинелида
63	СБ-18	N 58° 50' 15,3" E 59° 14' 44,2"	Верховья Нечаевского лога	Мелко- среднезернистый гранатовый родингит с трещинами выполненными щётками граната и клинохлора.
64	СБ-21	x 063 02 00 y6523610	Вересовый бор, профиль 90, шурф 15.	Серпентинизированный слабо выветрелый крупнозернистый дунит с редкой вкрапленностью акцессорного хромшпинелида
65	ВБ-56	N 58° 50' 24,5" E 59° 15' 3,6"	Канавы № 106, 368 м	Сильно выветрелый серпентинизированный дунит с многочисленными прожилково-вкрапленными хромититами и отдельными цепочками кристаллов хромшпинелида
66	ВБ-64	N 58° 50' 13,6" E 59° 15' 18,4"	Канавы 108, 453 м.	Крупнозернистый порфировидный слабо серпентинизированный дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида
67	СБ-130	N 58° 50' 15,4" E 59° 15' 06,5"	Старые разведочные канавы	Массивный жильный хромитит мощностью 2-3 см в сильно серпентинизированном грубозернистом дуните
68	СБ-135	N 58° 50' 15,2" E 59° 15' 07,1"	Выруб под ЛЭП Покап- Простакишенка	Массивный жильный хромитит мощностью 2-3 см в сильно серпентинизированном грубозернистом дуните

69	ВБ-109	N 58° 50' 2,1" E 59° 15' 18,0"	Разведочная канава № 110, 434 м.	Массивный жильный хромитит в сильно серпентинизированном средне- крупнозернистом порфировидном дуните
70	КР-106	N 58° 50' 24,2" E 59° 15' 3,6"	Канава 106, 135 м.	Прожилково-вкрапленные хромититы в сильно выветрелом серпентинизированном среднезернистом порфировидном дуните.
71	ВБ-73	N 58° 52' 35,7" E 59° 14' 23,3"	Ермаковский лог	Мелко-среднезернистый слабо серпентинизированный дунит с рядовой (2-3%) вкрапленностью хромшпинелида.
72	ВБ-76	N 58° 52' 34,2" E 59° 15' 46,7"	р. Покап	Мелко-среднезернистый серпентинизированный дунит с умеренной (5-6%) вкрапленностью хромшпинелида.
73	ВБ-2	N 58° 50' 18,5" E 59° 15' 20,3"	Скважина 073, гл. 76,0 м.	Мелко-среднезернистый серпентинизированный дунит с повышенной (6-7%) хромшпинелида.
74	ВБ-11	N 58° 50' 18,5" E 59° 15' 20,3"	Скважина 073, гл. 25,8 м.	Серпентин-хлоритовая (вермекулитовая(?)) порода с гранатом.
75	ВБ-24	N 58° 50' 18,5" E 59° 15' 20,3"	Скважина 075, гл. 54,0 м.	Серпентинизированный среднезернистый равномернозернистый дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида.
76	СБ-111	N 58° 50' 15,7" E 59° 15' 06,4"	ЛЭП Покап- Простакишенка. Старые канавы	Гигантозернистый слабо серпентинизированный дунит-пегматит
77	СБ-113	N 58° 50' 15,3" E 59° 15' 06,8"	ЛЭП Покап- Простакишенка. Старые канавы	Слабо серпентинизированный дунит-пегматит с кристаллами оливина до 11 см.
78	ВБ-42	N 58° 49' 31,8" E 59° 15' 22,4"	Канава 116, 345 м.	Мелкозернистый равномернозернистый слабо серпентинизированный дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида.

Каменушенский массив				
79	КР-1.1.	N 59° 00.595' E 59° 24.717'	С.-В. Склон г Соколки, шурф 5/4	Графическая зона гранитового пегматит со шлировыми скоплениями мусковита, турмалина и вкрапленностью граната.
80	КР-2			Блоковая зона гранитового пегматита с призматическими кристаллами турмалина тёмно-зелёного цвета
81	КР-3	N 59° 00.297' E 59° 24.198'	Хромитовый Увал	Жилы массивного мелко-среднезернистый хромитит с содержанием весовой платины 1,5 г/т в среднезернистом серпентинизированном дуните.
82	КР-4	N 59° 00 815' E 59° 25.949'	Плотик россыпи Б. Каменушка	Жила массивного средне-мелкозернистого хромитита в средне-крупнозернистых дунитах, рассечённая клинопироксениновой жилой.
83	КР-6	N 59° 00.297' E 59° 24.198'	Хромитовый увал	Сильно серпентинизированный среднезернистый дунит с прожилком хромитита, рассечённым горнблэндитовой жилкой.
84	КР-7	N 59 59.597' E 59° 24. 297'	Вершина г. Соколки	Крупнозернистая жильная плагиоклаз-амфиболовая порода.
85	КР-9	N 59° 00.847' E 59° 24.750'	Юго-восточный склон г. Соколки	Средне- мелкозернистый плагиогранит.
86	КР-14	N 59° 00 612' E 59° 24. 720'	С-в склон г. Соколки	Средне-мелкозернистый горнблэндит
87	КР-21	N 59° 00.855' E 59° 24.775'	Юго-восточный склон г. Вересовой	Амфиболовый габбро-пегматит
88	КР-30	N 59° 00 679' E 59° 24. 705'	Северо-Восточный склон г. Соколки	Крупно-гигантозернистый верлит
89	КР-32	N 59° 00 669' E 59° 24. 963'	С-в склон г. Соколки	Дунит среднезернистый слабо серпентинизированный с рядовой вкрапленностью хромшпинелида
90	КР-33	N 59° 00 855' E 59° 24. 775'	Юго-восточный склон г. Вересовой	Средне- крупнозернистый слабо серпентинизированный дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида
91	КР-35	N 59° 00 573' E 59° 24. 644'	Северо-восточный склон г. Соколки	Дунит крупнозернистый с рядовой вкрапленностью хромшпинелида
92	КР-36	N 59° 00.263' E 59° 25.141'	Верховье лога Б Каменушки	Массивный жильный хромитит в выветрелом серпентинизированном средне- крупнозернистом порфировидном дуните.
93	КР-40	N 59° 59.777' E 59° 24.926'	Вершина г. Соколки	Средне- крупнозернистый слабо серпентинизированный дунит

94	КР-42	N 59° 00.847' E 59°24.750'	Юго-восточный склон г. Вересовой	Серпентинизированный средне- мелкозернистый дунит с рядовой вкрапленностью хромшпинелида.
95	КР-44	N 59° 01.148' E 59°24.440'	Северный склон г. Вересовой	Средне- крупнозернистый клинопироксенит с магнетитом
96	КР-48	N 59° 00.297' E 59° 24.198'	Хромитовый Увал	Среднезернистый равномернозернистый слабо серпентинизированный дунит с повышенной (7-8%) вкрапленностью хромшпинелида
97	КР-49	N 59° 00.263' E 59° 25.141'	Верховье р. Большой Каменушки	Шлировые скопления массивного хромитита с постепенным переходом в прожилково-вкрапленные хромититы в выветрелом серпентинизированном среднезернистом дуните.
98	КР-60	N 59° 00.469' E 59° 25.452'	Верховье лога Б. Каменушенского массива	Жила массивного равномернозернистого крупно- среднезернистого хромитита в выветрелом серпентинизированном средне- крупнозернистом дуните.
99	КР-68	N 59° 00.442' E 59°23.951'	Ю-з. склон хромитового увала	Среднезернистый равномернозернистый слабо серпентинизированный дунит с умеренной вкрапленностью хромшпинелида
100	КР-69	N 59°00.542' E 59°24.001'	Верховья лога Б. Каменушки	Грубозернистый порфировидный слабо серпентинизированный дунит с умеренной вкрапленностью хромшпинелида.

Таблица 3

Список крупнообъёмных проб хромититов из клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала

№ п.п.	Шифр	координаты	Привязка	Описание	Сод. Рт г/т
Нижнетагильский массив					
1	КНТ-1	N 57° 40' 21" E 59° 37' 12"	Западный борт Нового дунитового карьера, зона им. А.Ю. Волченко	Прожилково-вкрапленные хромититы в мелко-среднезернистом дуните (вес пробы 37,3 кг)	20.7
2	КНТ-2	N 57° 40' 10" E 59° 38' 16.9"	Восточный борт Нового дунитового карьера зона им. А.Ю. Волченко	Прожилково-вкрапленные хромититы в мелко-среднезернистом дуните, с редкими прожилками массивных жильных хромититов (вес пробы 35,2 кг)	19.3
3	КНТ-3	N 57° 40' 12" E 59° 38' 15.2"	Полотно 2-го горизонта Нового дунитового карьера зона им. А.Ю. Волченко	Прожилково-вкрапленные хромититы в мелко-среднезернистом дуните (вес пробы 28,4 кг)	15.4
4	КНТ-4	N 57° 40' 32" E 59° 38' 26"	Старый дунитовый карьер	Массивные жильные хромититы, переходящие в прожилково-вкрапленные в средне-крупнозернистом порфировидном дуните (вес пробы 40,3 кг)	36.7
5	КНТ-5	N 57° 40' 49" E 59° 37' 22"	Плотик россыпи в крутом логу	Гигантокристаллические прожилково-вкрапленные хромититы в среднезернистых дунитах (вес пробы 27,4 кг)	менее 0.2
6	КНТ-6	N 57° 40' 55.9" E 59° 38' 14.3"	Соловьёв лог	Гальки массивных хромититов из окрестностей устья господской шахты (вес пробы 7,3 кг)	83.2
Светлоборский массив					
7	КСБ-1	N 58° 46' 00.2" E 59° 17' 53.5"	Канавы 032, 746 м	Прожилково-вкрапленные переходящие в массивные хромититы (вес пробы 17,2 кг)	97.2
8	КСБ-2	N 58° 46' 00.2" E 59° 17' 53.5"	Канавы 032, 746 м	Прожилково-вкрапленные переходящие в массивные хромититы с вмещающими средне-мелкозернистыми дунитами (вес пробы 72,9 кг)	41.2
9	КСБ-3	N 58° 45' 58.0" E 59° 17' 48.6"	Участок Вершинный, канава 152, 65 м.	Массивный среднезернистый жильный хромитит в серпентинизированном среднезернистом дуните (вес пробы 63,5 кг)	5.7
10	КСБ-4	N 58° 46' 05.0" E 59° 19' 02.5"	Плотик отработанной россыпи в Крутом логу	Массивный средне- крупнозернистый жильный хромитит в слабо серпентинизированном среднезернистом дуните. (вес пробы 54,3 кг)	1.5

11	КСБ-5	N 58° 45' 26.1" E 59° 17' 49.3"	Урочище Утянка, площадка под скважину № 29	Жила массивного жильного хромитита мощностью от 5 до 10 см (вес пробы 80,2 кг)	0.3
12	КСБ-6	N 58° 45' 26.2" E 59° 17' 49.5"	Урочище Утянка, старый выруб	Жила массивного жильного хромитита мощностью до 15 см (вес пробы 73,8 кг)	менее 0.2
13	КСБ-7	N 58° 45' 54.1" E 59° 17' 42.8"	Канавы 036 от 90 до 150 м.	Сборная проба из небольших тел прожилково-вкрапленных хромититов из мелко-среднезернистых дунитов (вес пробы 62,2 кг)	4.6
14	КСБ-8	N 58° 45' 54.1" E 59° 17' 42.8"	Канавы № 036 130-132 м.	Прожилково-вкрапленные хромититы, переходящие в массивные в мелко-среднезернистых дунитах (вес пробы 75,1 кг)	0.5
15	КСБ-9	N 58° 46' 01.0" E 59° 18' 15.0"	Канавы 032, 48 м	Массивный жильный хромитит в среднезернистых дунитах (вес пробы 47,2 кг)	менее 0.2
Вересовоборский массив					
16	КВБ-1	N 58° 50' 15.4" E 59° 15' 06.5"	Старые разведочные канавы	Грубозернистые дуниты (вес пробы 101,2 кг)	менее 0.2
17	КВБ-2	N 58° 50' 15.4" E 59° 15' 06.5"	Старые разведочные канавы	Дунитовые пегматиты (вес пробы 60,2 кг)	менее 0.2
18	КВБ-3	N 58° 50' 15.4" E 59° 15' 06.5"	Старые разведочные канавы	Грубозернистые дуниты с редкими прожилково-вкрапленными обособлениями хромититов (вес пробы 47,2 кг)	менее 0.2
19	КВБ-4	N 58° 50' 24.2" E 59° 15' 3.6"	Канавы 106, 135 м.	Прожилково-вкрапленные хромититы в сильно выветрелом серпентинизированном среднезернистом порфировидном дуните. (вес пробы 72,5 кг)	19.2
20	КВБ-5	N 58° 50' 2.1" E 59° 15' 18.0"	Разведочная канава № 110, 80 м.	Массивный жильный хромитит в сильно серпентинизированном средне-крупнозернистом порфировидном дуните (вес пробы 104,3 кг)	97.3
21	КВБ-6	N 58° 50' 15.4" E 59° 15' 06.5"	Старые разведочные канавы	Массивный жильный хромитит мощностью 2-3 см в сильно серпентинизированном грубозернистом дуните (вес пробы 41,3 кг)	29.8
22	КВБ-7	N 58° 50' 15.2" E 59° 15' 07.1"	Выруб под ЛЭП Покап-Простакишенка	Массивный жильный хромитит мощностью 2-3 см в сильно серпентинизированном грубозернистом дуните (вес пробы 47,6 кг)	24.5
23	КВБ-8	N 58° 50' 17.8" E 59° 15' 06.5"	Разведочная канава № 107, 67м.	Массивный жильный хромитит в сильно серпентинизированном средне-крупнозернистом порфировидном дуните (вес пробы 87,1 кг)	12.3

Каменушенский массив					
24	ККМ-1	х 059 00 297 у59.24.198	Хромитовый увал	Жилы массивного мелко-среднезернистый хромитит с содержанием весовой платины в среднезернистом серпентинизированном дуните. (вес пробы 50,3 кг)	27,3
25	ККМ-2	х 059 00 815 у59.25.949	Юго-восточное подножие г. Вересовой, плотик россыпи Б. Каменушка	Жила массивного средне-мелкозернистого хромитита в средне- крупнозернистых дунитах (вес пробы 43,2 кг)	10,6
26	ККМ-3	х 059 00 469 у59.25. 452	Верховье лога Б. Каменушки	Жила массивного равномернозернистого крупно- среднезернистого хромитита в выветрелом серпентинизированном средне- крупнозернистом дуните (вес пробы 75,2 кг).	7,9
27	ККМ-4	х 059 00 263 у59.25. 141	Верховье лога Б. Каменушки	Массивный жильный хромитит в выветрелом серпентинизированном средне- крупнозернистом порфировидном дуните (вес пробы 54,3 кг)	4,5

Таблица 4

Список точек опробования россыпей

№ п.п.	Шифр	координаты	Привязка	Описание	Сод. Рт г/м ³
Нижнетагильский массив					
1	СИ-1	N 57° 39' 41.0" E 59° 36' 18"	Верхнее течение р. Сисимка	Приплотиковые отложения ложковой россыпи в верховьях р. Сисимка	ед. знаки
2	СИ-2	N 57° 39' 33.2" E 59° 35' 58"	Среднее течение р. Сисимка	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи в среднем течении р. Сисимка	0.2
3	Р-1	N 57° 41' 01.1" E 59° 37' 40"	Верховья р. Рублёвик	Приплотиковые отложения в месте слияния ручья в Крутом логу и ручья в Соловьёвом логу.	0.35
4	Р-2	N 57° 41' 09.2" E 59° 37' 23.1"	Место впадения безымянного лога в р. Рублёвик	Приплотиковые аллювиальные отложения.	0.15
5	Р-3	N 57° 41' 15.2" E 59° 36' 21.1"	р. Рублёвка за границами Нижнетагильского массива	Приплотиковые аллювиальные отложения.	0.25
6	К-1	N 57° 40' 36.6" E 59° 38' 15.2"	Верховья ручья в Крутом логу	Приплотиковые отложения ложковой россыпи.	0.1
7	К-2	N 57° 40' 53.2" E 59° 37' 58.1"	Россыпь в Крутом логу.	Приплотиковые отложения ложковой россыпи.	0.2
8	С-1	N 57° 41' 09.3" E 59° 39' 13.4"	Верховья россыпи в Соловьёвом логу.	Делювиальные отложения в верховьях россыпи в Соловьёвом логу.	0.35
9	СЛ-1	N 57° 40' 15.2" E 59° 38' 51.1"	Россыпь в Соловьёвом логу.	Элювиально-делювиальная россыпь в верховьях Сыркова лога.	0.12
10	ПЛ-1	N 57° 40' 05.1" E 59° 39' 42.9"	Россыпь в Пупковом логу.	Элювиальная россыпь в верховьях Пупковом логу.	0.2
11	ВП-1	N 57° 40' 53.6" E 59° 40' 20.6"	Безымянный лог, выходящий к верхнему пруду.	Элювиальная россыпь в верховьях лога.	0.15

12	Ч-1	N 57° 41' 05.3" E 59° 39' 59.2"	Верховья р. Чауж.	Ложковая россыпь в верховьях р. Чауж	0.25
13	Ч-2	N 57° 41' 26.1" E 59° 40' 22.1"	р. Чауж	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи р. Чауж	0.25
14	Б-1	N 57° 44' 38.1" E 59° 39' 10.2"	р. Бобровка	Отвалы шурфов по добыче демантоида.	0.1
15	Б-2	N 57° 44' 50.3" E 59° 39' 54.1"	р. Бобровка	Отвалы шурфов по добыче демантоида.	0.25
16	Б-3	N 57° 44' 54.1" E 59° 40' 08.3"	р. Бобровка	Отвалы шурфов по добыче демантоида.	0.25
Светлоборский массив					
17	СБ-1	N 58° 47' 43.3" E 59° 17' 37.9"	Первый лог	Техногенная россыпь в первом логу.	0.5
18	СБ-2	N 58° 47' 08.1" E 59° 17' 08.4"	Верховья Второго лога	Приплотиковые отложения ложковой россыпи в верховьях Второго лога.	0.25
19	СБ-3	N 58° 47' 09.0" E 59° 17' 48.3"	Второй лог	Техногенная россыпь во втором логу.	0.12
20	СБ-4	N 58° 47' 07.3" E 59° 18' 21.9"	Второй лог	Техногенная россыпь во втором логу.	0.16
21	СБ-5	N 58° 46' 28.7" E 59° 17' 22.3"	Третий лог	Техногенная россыпь в третьем логу	0.12
22	СБ-6	N 58° 46' 05.6" E 59° 17' 32.7"	Верховья травянистого лога	Приплотиковые отложения ложковой россыпи в травянистом логу	0.35
23	СБ-7	N 58° 46' 16.9" E 59° 17' 49.4"	Травянистый лог	Техногенная россыпь в Травянистом логу.	0.125
24	СБ-8	N 58° 46' 25.3" E 59° 17' 59.9"	Травянистый лог	Техногенная россыпь в Травянистом логу.	0.2
25	СБ-9	N 58° 46' 39.9" E 59° 18' 15.6"	Слияние Травянистого лога и р. Косья	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи.	0.3
26	СБ-10	N 58° 46' 15.6" E 59° 18' 28.4"	Ильинский лог	Техногенная россыпь в Ильинском логу.	0.1
27	СБ-11	N 58° 46' 29.5" E 59° 19' 00.2"	р. Косья	Дражные отвалы по р. Косья	0.1

28	СБ-12	N 58° 46' 22.9" E 59° 19' 34.0"	р. Косья	Дражные отвалы по р. Косья	0.1
29	СБ-13	N 58° 45' 29.6" E 59° 18' 23.2"	Седьмой лог	Техногенная россыпь в 7-ом лог.	0.1
30	СБ-14	N 58° 45' 04.1" E 59° 18' 30.1"	урочище Утянка	Техногенная россыпь.	0.5
31	-	N 58° 45' 57.4" E 59° 17' 50.0"	Участок Вершинный	Пробы элювиально-делювиальных отложений, отобранные по сети 40x20 (54 пробы)	0.1-0.25
Вересовоборский массив					
32	ВБ-1	N 58° 49' 58.5" E 59° 12' 58.1"	р. Простакишенка	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи по р. Простакишенка	0.3
33	ВБ-2	N 58° 49' 43.5" E 59° 12' 57.2"	р. Простакишенка	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи по р. Простакишенка	0.35
34	ВБ-3	N 58° 51' 49.7" E 59° 15' 59.3"	Верховья р. Большой Покап	Приплотиковые отложения ложковой россыпи р. Большой Покап.	0.2
35	ВБ-4	N 58° 49' 19.6" E 59° 17' 24.3"	р. Малый Покап	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи р. Малый Покап	0.4
36	ВБ-5	N 58° 49' 16.7" E 59° 18' 30.1"	р. Малый Покап	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи р. Малый Покап	0.3
37	ВБ-6	N 58° 53' 18.9" E 59° 15' 56.1"	р. Вересовка 1-ая	Делювиальные отложения в верховьях россыпи по р. Вересовка 1-ая	1.2
38	ВБ-7	N 58° 53' 24.5" E 59° 16' 06.1"	р. Вересовка 1-ая	Делювиальные отложения в верховьях россыпи по р. Вересовка 1-ая	0.7
39	-	N 58° 49' 52.0" E 59° 15' 13.4"	Участок Вересовоборский	Пробы элювиально-делювиальных отложений, отобранные по сети 100x40 (34 пробы)	0.1-0.15

Каменушенский массив					
40	КМ-1	N 59° 00' 27.1" E59° 23' 56.3"	Верховье р. Мал. Каменушка	Элювиальные отложения - кора выветривания по дунитам	0.15
41	КМ-2	N 59° 00' 27.3" E59° 23' 41.7"	р. Мал. Каменушка	Приплотиковые отложения ложковой россыпи по р. Малая Каменушка	0.12
42	КМ-3	N 59° 00' 28.4" E59° 23' 22.8"	р. Мал. Каменушка	Техногенная россыпь р. Малая Каменушка	0.3
43	КМ-4	N 59° 00' 22.8" E59° 25' 03.9"	Верховье р. Бол. Каменушка	Делювиальная россыпь в верховьях р. Большая Каменушка	0.1
44	КМ-5	N 59° 00' 22.8" E59° 25' 03.9"	Верховье р. Бол. Каменушка	Техногенная россыпь в верховьях лога по р. Большая Каменушка	0.25
45	КМ-6	N 59° 01' 06.8" E59° 25' 13.4"	р. Большая Каменушка	Слабосцементированные несортированные конгломераты в нижней части разреза аллювиальной россыпи	0.35
46	КМ-7	N 59° 01' 10.9" E59° 26' 03.6"	р. Большая Каменушка	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи.	0.2
47	КМ-8	N 59° 01' 19.9" E59° 26' 19.6"	р. Большая Каменушка	Приплотиковые отложения аллювиальной россыпи	0.2
48	КМ-9	N 59° 02' 28.3" E59° 24' 39.8"	р. Нясьма	Аллювиальные отложения р. Нясьмы	0.1