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

На правах рукописи H

МИНИБАЕВ АЛЕКСАНДР МИНЗАКИРОВИЧ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КОРЕННОЙ ПЛАТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВА

Специальность 1.6.10 – 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 – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВА И СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ ВЫЯВЛЕНИЯ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ПЛАТИНЫ ЗОНАЛЬНЫХ
МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА
1.1. История изучения платиноносного потенциала Каменушинского массива на Среднем
Урале9
1.2. Анализ проблем выявления коренных источников платины зональных клинопироксенит-
дунитовых массивов Урала14
ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАМЕНУШИНСКОГО
МАССИВА
2.1. Геолого-структурное положение Каменушинского массива
2.2. Характеристика геологического строения Каменушинского массива
ГЛАВА З. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ З9
3.1. Краткий обзор изученности дайковых и жильных тел зональных клинопироксенит-
дунитовых массивов и общие вопросы их классификации 39
3.2. Дайки ультраосновного состава
3.3. Дайки основного состава
3.4. Дайки среднего состава
3.5. Дайки кислого состава
3.6. Пространственно-временные взаимоотношения дайковых тел Каменушинского массива. 66
ГЛАВА 4. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХРОМИТОВОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ
4.1. Петрографические особенности хромитовой минерализации
4.2. Геологическая характеристика зон хромит-платиновой минерализации
4.3. Особенности вещественного состава акцессорных хромшпинелидов и хромититов 84
4.4. Платиноносность хромититов
4.5. О механизме образования хромитовой минерализации Каменушинского массива
ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ
КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВА 105
4.1. Методика проведения литогеохимической съемки и обработки результатов 105
4.2. Особенности химического состава литогеохимических проб 107
4.3. Статистическая характеристика результатов литогеохимического опробования 109
4.4. Пространственное расположение ореолов 114
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ 120
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

введение

Актуальность темы. Выявление особенностей распространения хромит-платиновой минерализации в Каменушинском зональном клинопироксенит-дунитовом массиве, который является одним из наименее изученных массивов Платиноносного пояса Урала и выделяется широким развитием дайковых тел, позволит оценить вклад первичных и наложенных процессов на распределение оруденения и откорректировать методику проведения поисков и разведки коренного платинометалльного оруденения.

Актуальность работы определяется истощением запасов россыпных месторождений платины Урала и отсутствием коренных платиновых месторождений в данном регионе. Наиболее перспективными источниками платинометалльного сырья являются зональные массивы Платиноносного пояса Урала. Вопросы промышленного освоения коренных руд этих массивов обсуждаются уже на протяжении почти 130 лет. Проблемы, возникающие при поисках и оценке коренных источников платины, связаны, в первую очередь, со сложностью выделения рудных тел, обусловленной крайней неравномерностью распределения платины в их пределах и отсутствием устойчивых закономерностей размещения участков платиновой минерализации. Тем не менее, высокий россыпеобразующий потенциал, а также малый уровень эрозионного среза некоторых массивов позволяет рассчитывать на выявление коренных зон

Одним из наиболее крупных россыпных платиновых узлов Урала является Нясьминский, отработка которого началась в 1885 году (Высоцкий, 1913). Потенциал Нясьминских россыпей обязан Каменушинскому концентрически-зональному клинопироксенит-дунитовому массиву. Несмотря на значительные масштабы проявления россыпной платины Нясьминского узла и продолжительную историю её освоения, Каменушинский массив слабо изучен по сравнению с другими зональными массивами Платиноносного пояса Урала, перспективными на выявление коренного платинового оруденения.

За длительную историю изучения коренных платиновых руд зональных массивов Платиноносного пояса Урала, появились высокотехнологичная горная техника и оборудование, развилась инфраструктура региона, получен опыт освоения месторождений благородных металлов с низкими концентрациями полезного компонента. Таким образом, изучение особенностей размещения зон развития коренной хромит-платиновой минерализации Каменушинского массива имеет научный и практический интерес.

Цель работы. Анализ существующих и выявление новых закономерностей распределения платинометалльной минерализации в пределах Каменушинского массива.

В рамках поставленной цели решались следующие задачи:

1. Характеристика вещественного состава пород массива с применением минералогопетрографических и геохимических методов.

2. Анализ особенностей проявления хромит-платиновой минерализации в пределах массива.

3. Систематизация пород, слагающих дайки, определение их геологических позиций в структуре массива, выделение наиболее распространенных и геохимически контрастных даек.

4. Выявление индикаторных элементов, в пределах вторичных литогеохимических ореолов рассеяния которых можно фиксировать зоны развития хромит-платинового оруденения в коренном залегании и определять положение даек габбро и гранитоидов.

5. Анализ пространственно-временных взаимоотношений хромит-платиновой минерализации с дайковыми телами габбро и гранитоидов.

6. Выделение литогеохимических ореолов рассеяния, отождествляющих положение рудных зон в нижележащих коренных породах.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы легли геологические наблюдения и оригинальный каменный материал, собранные автором в ходе инициативных экспедиций 2014-2015 и 2017 гг. в пределах Каменушинского массива. Литогеохимическая съемка была проведена по сети 200×20 м и покрыла все дунитовое ядро и значительную часть клинопироксенитовой каймы (1948 проб). При проведении опробования по вторичным ореолам рассеяния попутно проводились геологические наблюдения и отбирались штуфные образцы коренных пород, а также регистрировались обнаруженные зоны развития хромититов. Для детального картирования коренных пород в центральной части 54 Каменушинского массива было пройдено расчистки. Также осуществлены рекогносцировочные маршруты в пределах южной и западной окраин Павдинского габбрового плутона, обрамляющего Каменушинский массив с севера, востока и юга. В целом было пройдено 56 геологических маршрутов общей протяжённостью порядка 270 км, 75 расчисток суммарной площадью около 30 м², описано 680 точек наблюдений, в том числе детальных – 94.

На основе собранного материала было изготовлено и изучено 176 петрографических, 41 – прозрачно-полированных шлифов и 45 аншлифов. С целью определения текстурных особенностей пород и хромититовых образований, а также специфики взаимоотношения дайковых тел с вмещающими породами было обработано и приполировано 40 крупных штуфных образцов с размером плоскости полировки от 2×5 см до 12×22 см. Изготовленные препараты изучались методами оптической микроскопии на стереомикроскопе Leica M125 и поляризационном микроскопе Leica DM 2700 в Санкт-Петербургском горном университете.

Химический состав пород и руд Каменушинского массива определялся использованием рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, прибор – ARL Optim'X, аналитик В.Н. Кириллов). Концентрации РЗЭ и редких элементов изучались методом ICP-MS (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, прибор – ELAN 9000, аналитик Д.В. Киселева). Для определения содержаний элементов платиновой группы (ЭПГ) был также использован метод ICP-MS (ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, прибор – ELAN-6100 DRC, аналитики В.А. Шишлов и В.Л. Кудряшов). Уточнение содержаний ЭПГ было проведено пробирно-атомно-эмиссионным анализом (ЗАО «РАЦ МИА», Санкт-Петербург, атомно-эмиссионный спектрометр ICAP 6300, Л.А. Ушинская). Химический состав минералов аналитик хромититов И ДУНИТОВ диагностировался на сканирующем электронном микроскопе Carl Zeiss EVO, оборудованном приставками EDS (энергодисперсионный рентгеновский спектрометр) и BSD (детектор обратно рассеянных электронов) (ЗАО «ОПТЕК» Carl Zeiss Group, г. Москва, аналитик А.А. Трифонов).

Содержание Pt, Pd и Au в литогеохимических пробах определялось пробирным анализом (чувствительность 0,002 г/т) на базе лаборатории СТЮАРТ, Москва (Stewart Geochemical & Assay); определение редких элементов проводилось полуколичественным спектральным анализом (чувствительность 0,002 г/т) в аналитической лаборатории МЕХАНОБР, Санкт-Петербург.

Научная новизна.

1. Систематизированы дайковые тела Каменушинского массива на основе их комплексной минералого-петрографической и геохимической характеристики; определены пространственно-временные взаимоотношения даек.

2. Выявлены геолого-структурные и вещественные особенности хромит-платиновых минерализованных зон Каменушинского массива.

3. Установлено, что совпадение ориентировок хромит-платиновых минерализованных зон с дайками габбро и гранитоидов связано с их общей приуроченностью к внутренним неоднородностям дунитового ядра Каменушинского массива.

4. В результате изучения вторичных ореолов рассеяния установлено, что Ni, Co, Mn, Sn и Zn являются элементами-индикаторами хромит-платиновых зон.

Защищаемые положения.

1. Акцессорные, шлировые и жильные формы проявления хромитовой минерализации клинопироксенит-дунитового Каменушинского массива сингенетичны вмещающим их дунитам и сформировались на различных стадиях их образования.

2. Платинометалльная минерализация в центральной части Каменушинского массива сконцентрирована в телах хромититов, формирующих линейно вытянутые минерализованные

зоны, пространственная ориентировка которых согласуется с внутренними неоднородностями дунитового ядра массива и совпадает с залеганием дайковых тел.

3. Аномалии никеля, кобальта, марганца, олова и цинка во вторичных ореолах рассеяния Каменушинского массива, фиксируют поля развития хромит-платиновой минерализации и позволяют рассматривать эту элементную ассоциацию в качестве косвенного поискового признака на платину.

Практическая значимость. Выявленные закономерности проявления платиновой минерализации в пределах Каменушинского массива и разработанные на их основе рекомендации могут быть использованы в геологических организациях для повышения эффективности поисковых работ на коренное платиновое оруденение в пределах зональных массивов Урало-Аляскинского типа.

Достоверность защищаемых положений и выводов определяется тщательным анализом материалов предшественников; систематическим отбором штуфных проб и представительностью коллекции оригинального каменного материала; большим количеством точек наблюдений; детальностью при проведении петрографических исследований; использованием современных методов исследования по сертифицированным методикам в аккредитованных лабораториях в ходе диссертационных исследований.

были Апробация работы. Основные результаты работы представлены на международных и всероссийских конференциях: V Российская молодёжная школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (ИГЕМ РАН, 2015), XXII Всероссийская научная молодежная конференция «Уральская Москва. минералогическая школа», посвящённая 80-летию со дня рождения академика Н.П. Юшкина (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2016), XXIII Всероссийская научная молодежная конференция «Уральская минералогическая школа» (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2017), VIII Российская молодёжная c международным участием «Новое в школа познании процессов рудообразования» (ИГЕМ РАН, Москва, 2018), 14th International Congress on Applied Mineralogy (BSTU, Belgorod, 2019).

По теме диссертации опубликовано 8 работ, из них 3 работы в изданиях, рекомендуемых ВАК Минобрнауки России.

Структура и объём работы.

Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения и представлена на 142 страницах, включает 53 иллюстрации, 17 таблиц и библиографический список из 275 наименований. Во *введении* определены актуальность, цели и задачи работы, ее научная новизна и практическая значимость, указаны методы исследования, а также сформулированы защищаемые положения. В *первой главе* содержаться сведения об истории изучения

платиноносного потенциала Каменушинского массива и связанных с ним россыпей. Также рассмотрены основные проблемы изучения коренного платинометалльного оруденения зональных массивов Платиноносного пояса Урала и обоснована необходимость раздельного изучения подобных массивов с целью определения устойчивых закономерностей проявления коренной платиновой минерализации. Вторая глава содержит информацию о положении Каменушинского массива в структуре Платиноносного пояса Урала. Рассмотрено его геологическое строение и дана структурно-вещественная характеристика клинопироксенитов и дунитов, слагающих массив. В третьей главе приведены результаты изучения дайковых пород Каменушинского массива, дана их геолого-структурная, минералого-петрографическая и геохимическая характеристики. На основании результатов наблюдений сделаны выводы о природе дайковых тел, определено их место в структуре массива, а также предложена схема их взаимоотношений. Β пространственно-временных четвертой главе всесторонне охарактеризованы формы проявления хромитовой минерализации, включающей акцессорные хромшпинелиды, шлировые и массивные жильные хромититы. По результатам комплексных исследований установлена последовательность формирования выделенных типов хромитовой минерализации на фоне эволюции Каменушинского массива. Также приведены сведения о платиноносности хромититовых тел и характере их распространения. В пятой главе рассмотрены геохимические особенности вторичных ореолов рассеяния Каменушинского массива. Определены элементы, ассоциирующие с коренным платинометалльным оруденением, а также элементы, позволяющие выделять поля развития даек. На основании изучения положения ореолов аномалий статистических анализов установлен И характер взаимоотношений платинового оруденения с дайковыми телами. Заключение содержит главные выводы работы и основную информацию о возможности практического применения результатов исследования.

Благодарности.

Автор искренне благодарен своему научному руководителю профессору, доктору геолого-минералогических наук Александру Владимировичу Козлову за неоценимую помощь и поддержку в подготовке диссертации, обсуждение результатов по ходу исследования, совместную работу и неоценимый вклад в развитие личности. Автор глубоко признателен старшему научному сотруднику Института геологои и геохимии УрО РАН, кандидату геологоминералогических наук Сергею Юрьевичу Степанову за ценные советы, конструктивную критику, помощь в экспедиционных и полевых исследованиях. За консультации и обсуждения результатов соискатель благодарен профессору, доктору геолого-минералогических наук Ирине Владимировне Таловиной (Горный университет). Особую благодарность автор выражает доктору геолого-минералогических наук, члену-корреспонденту РАН Юрию Борисовичу

Марину (Горный университет) за мотивационную поддержку и ценные комментарии. Глубокую признательность автор выражает руководителю геологоразведочных работ «Светлоборской площади» главному геологу АО «Урал-МПГ» Андрею Валерьевичу Корнееву за возможность участвовать в полевых работах и полученный бесценный производственный опыт.

Отдельную благодарность за поддержку и профессионально выполненные аналитические работы автор выражает Людмиле Александровне Ушинской (ЗАО «РАЦ МИА», г. Санкт-Петербург), Александру Андреевичу Трифонову (ЗАО «ОПТЕК» Carl Zeiss Group, г. Москва), Дарье Владимировне Киселевой (ЦКП «Геоаналитик», г. Екатеринбург).

ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВА И СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ВЫЯВЛЕНИЯ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ПЛАТИНЫ ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

1.1. История изучения платиноносного потенциала Каменушинского массива на Среднем Урале

История развития платинового промысла в России насчитывает уже 200 лет. Она достаточно подробно рассматривалась, изучалась и обобщалась в ряде работ, в том числе и с учетом самых последних производственных изысканий (Вернадский, 1909; Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бурмако, 2000; Мосин, 2002; Пушкарев, 2002; Телегин, 2006ф, 2009ф; Разин, 2008; Пилюгин, 2014; Дурягина, 2015; Степанов, 2018б). Истоки истории освоения платины Урала берут свое начало в 1819 году, когда при промывке золотоносных пород в Верх-Исетском округе заметили блестящие зерна светлого металла. Эти зерна в 1823 году в Горном кадетском корпусе Санкт-Петербурга были диагностированы как сырая платина со значительным содержанием осмия и иридия (Соболевский, 1827). В 1824 году на р. Орулиха, к северу от Нижнего Тагила, была открыта первая в России собственно платиновая россыпь. В том же году был открыт богатейший Исовской россыпной узел, связанный со Светлоборским и Вересовоборским массивами. Год спустя, в 1825 году, была обнаружена знаменитая Нижнетагильская россыпь, ассоциированная с Нижнетагильским массивом (массивом г. Соловьевой).

В 80-гг. XIX века по речкам Большая и Малая Каменушки была открыта одна из крупнейших россыпей Урала – Нясьминская (Высоцкий, 1913), чей потенциал обязан зональному клинопироксенит-дунитовому Каменушинскому массиву. В силу вступившего в 1867 году указа, в котором разрешалось частным лицам добывать, очищать и перерабатывать платину, а также допускалось свободное обращение платины в стране и позволялось вывозить её за границу (Пушкарев, 2002), освоение россыпи осуществлялось старателями. Данное обстоятельство не позволяет точно оценить количество добытого платинового сырья. Н.К. Высоцким все же была предпринята попытка подсчитать количество добытой платины: 50-80 кг добываемой платины в год в период 1902-1907 гг. и в сумме с 1884 по 1908 гг. составили 650-820 кг (Высоцкий, 1913, 1923). Однако сам же Н.К. Высоцкий отмечал, что приведённые цифры весьма приблизительно отражают действительность. В целом же по современным данным из Нясьминской россыпи добыто не менее 15 т платины за весь период эксплуатации (Телегин, 2006ф).

Нясьминская россыпь отличалась от вышеупомянутых Исовской и Нижнетагильской тем, что наряду с высокими содержаниями до 400 г/т в (в среднем составляя 2,1-2,6 до 6,5-

26 г/т) отмечалось полное отсутствие крупных самородков. Вес наиболее крупного из найденных самородков составлял всего 30 г, масса же остальных редко превышала 1-9 г (Высоцкий, 1913). Эту особенность Н.К. Высоцкий объяснял малым уровнем эрозионного среза и, как следствие, подчеркивал высокие перспективы обнаружения коренного оруденения в пределах Каменушинского массива.

С первых лет эксплуатации платиновых россыпей Урала предполагалась их пространственная и генетическая связь с выходами зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, поскольку все россыпи в верховьях располагались в пределах этих массивов, наиболее известными из которых в то время были Нижнетагильский, Светлоборский и Вересовоборский. Приведенные массивы было предложено относить к массивам дунит-пироксенит-габбровой формации ещё Левинсон-Лессингом (1900); в уточненном варианте – дунит-клинопироксенит-габбровой формации (Магматические формации..., 1979). Эти массивы также принято относить к массивам Урало-Аляскинского или Аляскинского типа, что более характерно для зарубежной научной литературы (Johan, 2002).

Несмотря на предположение о связи платиновых россыпей с зональными массивами Урала, первое коренное проявление платины официально было обнаружено только в 1892 году. Оно располагалось в центральной части Нижнетагильского массива, в Крутом логу и вошло в историю под именем Серебряковской жилы, названной по фамилии старателя, впервые начавшего отработку хромитового шлира в русле ручья. Данное рудопроявление вначале было описано выдающимся русским геологом А.А. Иностранцевым (1893), а затем академиком А.П. Карпинским (1893).

Посещая Каменушинский массив в 1904 году, Н.К. Высоцкий также обратил внимание на коренную платину, которая была приурочена к хромитовым телам. Наиболее представительным участком с «платиносодержащим хромитом» явилась седловина между г. Соколиной, находящейся в южной части массива, и г. Вересовой – в северной. Несколько позже данный участок получил закрепившееся название «Хромитовый Увал». В ходе дальнейших исследований Н.К. Высоцкий установил, что в отличие от других известных зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала платина Каменушинского массива очень богата примесью осмистого иридия (приблизительно до 14%) (Высоцкий, 1913). Н.К. Высоцкий не только первым охарактеризовал коренную платину Каменушинского массива, но и заложил основы его геологического строения, выделил и описал дайки горнблендитов и габбро, сделал важные выводы об особенностях дунитового ядра и клинопироксенитовой каймы.

В дальнейшем, вплоть до начала XXI века, геологоразведочных работ на коренное платинометалльное оруденение в пределах массива не проводилось, а исследования носили

исключительно геолого-съёмочный характер. Так, в 60-х гг. работами Исовской геологосъёмочной партии под руководством Г.Б. Зайцева Павдинская площадь, включающая Каменушинский массив, была охвачена геологической съёмкой масштаба 1:50 000 (Зайцев и др., 1964ф). В результате проведенных изысканий была составлена первая подробная геологическая карта Каменушинского массива, были получены новые данные по геологоструктурным и минералого-петрографическим особенностям вмещающих пород и пород, слагающих массив, а также сформулированы общие представления о характере их взаимоотношений.

Позднее, в 1983 году территория Каменушинского массива была закартирована О.К. Ивановым и В.А. Пономаревым в масштабе 1:25 000 (Иванов О., 1985ф, 1997), что позволило с большой детальностью отобразить основные структурные элементы изучаемого объекта, выделить ряд потенциально платиноносных хромититовых тел, и, в конечном итоге, высоко оценить перспективы обнаружения проявлений коренной платины.

В период 2003-2005 года на Павдинской площади в пределах Каменушинского массива проводятся первые поисково-оценочные работы ЗАО «Урал – Металлы Платиновой Группы» во главе с Ю.М. Телегиным, направленные на выявление коренной платины (Телегин, 2006ф). Их методика включала прохождение поисковых маршрутов по профилям сетью 200×40(80) м с целью обнаружения крупнозернистых дунитов с повышенными концентрациями хромшпинелидов, а также даек основного состава. Постановка задачи по выделению подобных даек базировалась на выводах А.Н. Алешкова (1942ф) о связи наиболее богатых платиноносных Светлоборского Вересовоборского горнблендитов, 30H И массивов с дайками клинопироксенитов и габбро (по Телегину, 2006ф, 2009ф). Затем осуществлялись топографогеодезические работы с целью создания опорной сети 200×20 м для проведения магнитометрической съёмки и литогеохимического опробования. Магнитометрические работы проводились в центральной части Каменушинского массива по сети 200×10 м с площадью покрытия 3,84 км². Литогеохимическая съемка включала опробование рыхлых элювиальноделювиальных отложений по сети 200×40 м, по итогам которой были отобраны и проанализированы 540 проб. С целью заверки геохимических и геофизических аномалий в дальнейшем проводились вскрышные работы на участках предполагаемых зон оруденения. Для этого было пройдено 30 канав общей протяженностью 221,5 пог. м и шесть линий шурфов (43 шурфа). В ходе приведенного комплекса изысканий Ю.М. Телегину удалось выделить наиболее перспективный участок площадью 0,36 км², в центральной части массива – Хромитовый увал. Затем в пределах обозначенного участка были проведены уточняющие работы по всем вышеприведенным видам изысканий со сгущением профилей до 100 м.

В результате этих работ были подсчитаны прогнозные ресурсы: 2,6 т по категории Р₂ и 8 т по категории Р₃ на участке Хромитовый Увал (приблизительно 600×600 м). Было высказано предположение о том, что хромит-платиновые рудные зоны приурочены к участкам широкого дайковых тел верлитов, клинопироксенитов, габбро-пегматитов и развития пород гидротермально-метасоматического генезиса (Телегин, 2006ф). Впоследствии данное предположение неоднократно подтверждалось геологическими наблюдениями в пределах центральной части массива (Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Минибаев, 2016). Хронология и характер всех масштабных работ в пределах Каменушинского массива с их основными результатами представлены в таблице 1.

В последние годы платинононосные россыпи, связанные с эрозией дунитового ядра Каменушинского массива, снова стали предметом научного интереса (Паламарчук и др., 2017а, 20176, 2018)

Геологическая изученность Каменушинского массива

Период проведения работ	Характер работ	Руководитель, год отчета	Основные результаты					
80-гг. XIX	Старательские	-	Открытие крупной платиновой Нясьминской россыпи по речкам Большой и Малой Каменушки					
1904 г.	находки Геологическое описание площади, включающей Каменушинский массив	Высоцкий, 1913	Дана первая характеристика россыпной и коренной платины Каменушинского массива и выделение участка, содержащего коренное хромит-платиновое оруденение – Хромитовый Увал; получены сведения по основам строения дунитового ядра и клинопироксенитовой каймы, а также общие описания даек горнблендитов и габбро.					
1962-1963 гг.	Геологическая съёмка масштаба 1:50 000	Зайцев, 1964	Составлена первая подробная геологические карта Каменушинского массива; получены новые данные по геолого-структурным и минералого-петрографическим особенностям вмещающих пород и магматических пород, слагающих массив; даны представления о характере их взаимоотношений.					
1983 г.	Геологическая съёмка масштаба 1:25 000	Иванов, 1985	Уточнены основные структурные элементы Каменушинского массива; выделен ряд потенциально платиноносных хромититовых тел; дана высокая оценка перспектив обнаружения проявлений коренной платины.					
2003-2005 гг.	Поисково- оценочные работы	Телегин, 2006	Подсчитаны прогнозные ресурсы на участке Хромитовый Увал размерами приблизительно 600×600 м: $P_2 = 2,6$ т, $P_3 = 8$ т; высказано предположение о том, что хромит-платиновые рудные зоны приурочены к участкам широкого развития дайковых тел верлитов, клинопироксенитов, габбро-пегматитов и пород гидротермально-метасоматического генезиса.					

1.2. Анализ проблем выявления коренных источников платины зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала

Учитывая установленную связь коренной платины Урала с хромититами (см. раздел 1.1.) дальнейшее изучение платинометального оруденения ассоциировалось с хромититовыми телами. При отработке хромититовых сегрегаций отмечалось, что платина встречается не только в связи с хромитами, но может обнаруживаться и в дунитах (Заварицкий, 1928). Однако стоит отметить, что подобные выделения платины обнаруживаются в дунитах богатых акцессорной вкрапленностью хромшпинелидов и расположенных в непосредственной близости от хромититовых тел (рисунок 1). В Авроринском прииске, открытом в 1898 году в пределах Нижнетагильского платина наблюдалась непосредственно В массива, сильно серпентинизированных дунитах без видимой связи с «хромистым железняком» (Высоцкий, 1913). Тем не менее, данное рудопроявление было быстро отработано ввиду небольших размеров и, позднее А.Н. Заварицкий отмечал, что «к сожалению, это месторождение осталось недостаточно изученным» (Заварицкий, 1928, стр. 13).



Рисунок 1 – Платина (белое) и хромит (черное) в серпентинизированном дуните (фотография из монографии А.Н. Заварицкого, 1928)

Впоследствии выделялись различные типы платинометалльного оруденения, которые в некоторой степени могли отличаться (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956; Лазаренков и др., 1992; Золоев, 2001; Волченко и др., 2007 и др.). Однако тот факт, что платинометалльное оруденение связанное с хромититовыми образованиями большинства зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, является наиболее богатым платиной перспективным И в промышленном плане, признается всеми исследователями.

Проблемы освоения коренной платины выявились еще на самых первых этапах изучения платиновых руд Урала, когда работы проводились преимущественно в пределах Нижнетагильского массива. Не смотря на несколько сотен отработанных участков коренной хромит-платиновой минерализации, закономерности ее распределения оставались открытым вопросом (Заварицкий, 1928).

Самые масштабные геолого-поисковые работы на выявление коренной платины, проводимые с 1922 по 1934 гг. в пределах Нижнетагильского массива, также не дали положительного результата, однако позволили сделать ряд важных выводов в части необходимости проведения крупнообъемного опробования (до 7-8 т) с целью определения наиболее достоверных содержаний платины (Заварицкий, 1928). А.Н. Заварицкий, подводя промежуточные итоги, заключил, что, во-первых, в качестве месторождений можно рассматривать отдельные тела платиноносных хромититов или их группы, считая окружающий дунит за боковую породу; во-вторых, все дунитовое ядро зонального массива рассматривать как одно грандиозное месторождение, а отдельные обогащенные участки рассматривать как богатую руду подобно рудным столбам большинства месторождений (Заварицкий, 1928). Однако в обоих случаях промышленная разведка не справлялась с задачей. В первом случае ввиду того, что заранее невозможно отделить платиноносные хромититы от неплатиноносных (Бетехтин, 1935). Во втором, потому что средние содержания платины в дунитах, определённые при многотоннажном опробовании, находятся в пределах от сотых долей грамма на тонну, доходя на обогащенных участках до 0,279 г/т, с единичными результатами до 0,5 г/т (Бетехтин, 1942ф; Маханов, 1951ф; Кашин и др., 1956). Проблема промышленных геологоразведочных работ свелась к отсутствию разработанной методики оконтуривания рудных тел ввиду неопределенности термина «руда» для зональных клинопироксенит-дунитовых массивов.

Таким образом, невозможность оконтуривания платинометалльных рудных тел по бортовому содержанию привела исследователей к поиску закономерностей ее распределения в пределах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов. Так, А.П. Карпинский на основе изучения крупного столбообразного тела хромититов месторождения Госшахта, не исключая возможности выделения какой-то части платины на магматическом этапе, считал, что ведущую роль в распределении хромит-платинового оруденения играют флюидно-динамические процессы (Карпинский, 1926). Более же мелкие тела, на первый взгляд отличающиеся лишь меньшими размерами и внешним обликом имеют аналогичное происхождение, вероятно, проистекающее на большей глубине (Карпинский, 1926). Эта закономерность, при ее подтверждении, могла способствовать выявлению рудной минерализации, однако дальнейшие поиски не позволили выявить новые столбообразные формы обогащения хромит-платиновой минерализацией.

Позднее, по результатам масштабных поисково-оценочных работ проводимых А.Н. Алешковым в 1942 г. в пределах Светлоборского и Вересовоборского массивов (Алешков и др., 1942ф), Ю.М. Телегиным в 2001-2005 гг. и в 2007-2009 гг. в пределах Светлоборского и Вересовоборского (Телегин, 2009ф), а также Каменушинского массивов (Телегин, 2006ф), наметилась закономерность, выражающаяся в приуроченности наиболее богатых участков

платиновой минерализации к полям развития дайковых тел пироксенитов, горнблендитов и габбро.

В целом, по итогам столетнего изучения коренного платинового оруденения определилась наиболее известная закономерность, выраженная в приуроченности хромитплатинового оруденения к полям фациального перехода дунитов различных по зернистости (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин, 1956; Иванов О., 1997; Столяров, 2002; Пушкарев, 2007; Малич и др., 2015, 2017; Степанов и др., 2017; Степанов, 2018б; Кузьмин и др., 2020б и др.). Тем не менее, сложность прогнозирования в пределах них зон хромитплатиновой минерализации связана с тем, что ширина полей фациальных переходов дунитов по обобщенным данным (Степанов, 2018б) варьирует в широких пределах – от 5 до 200 м. В работах О.К. Иванова (1997) и С.Ю. Степанова (2018б) было определено, что химический состав дунитов различных по зернистости и промежуточных порфировидных разностей несколько отличается, однако, наличие постепенного перехода между ними делает установление пороговых значений невозможным. Из-за крайней условности границ порфировидных дунитов и высокой вариативности ширины перехода одной разности дунита к другой, прогнозировать в пределах них хромит-платиновые рудные зоны весьма затруднительно.

Таким образом, каждую из вышерассмотренных закономерностей нельзя признать общей для всех зональных массивов Платиноносного пояса Урала. Столбообразная форма обогащенных платиной участков характерна только для месторождения Госшахты Нижнетагильского массива. Платиноносная минерализация, приуроченная к полям развития даек, отмечена только для Светлоборского, Вересовоборского и Каменушинского массивов. Пожалуй, более широко признается только приуроченность платиновых концентраций к областям фациального перехода отличающихся по зернистости дунитов, что было отмечено для большинства клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. Отсюда можно сделать вывод о необходимости индивидуального подхода к изучению подобных массивов с целью выявления особенностей размещения в их пределах платинометалльной минерализации, так как каждый из них уникален, что заключается в:

1. различном уровне эрозионного среза;

2. отчасти отличающимися условиями и временем образования;

3. масштабах наложенных процессах дайкообразования;

4. особенностях взаимоотношений с габбровыми массивами;

5. разной тектонической истории и т.д.

В связи с этим данное исследование направлено на подробное изучение Каменушинского массива. Среди остальных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой

формации на Урале его выделяет тесная приуроченность к крупному габбровому Павдинскому плутону; широкое развитие дайковых тел различного петрографического состава; специфическая форма проявления хромит-платиновой минерализации; низкий уровень эрозионного среза и высокий промышленный потенциал.

ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВА

2.1. Геолого-структурное положение Каменушинского массива

Каменушинский массив расположен на Среднем Урале в Свердловской области. Вместе с другими зональными массивами дунит-клинопироксенит-габбровой формации, залегающими среди ордовик-силурийских вулканогенно-осадочных толщ, он входит в состав Платиноносного пояса Урала, вытянутого в меридиональном направлении более чем на 900 км (Иванов О., 1997; Ефимов, 2010). Уральский Платиноносный пояс пространственно тяготеет к западной части Тагило-Магнитогорской мегазоны субпараллельной Главному Уральскому разлому (рисунок 2а).



Рисунок 2 – Схема размещения массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала (а) (по Ефимову, 1993, 1999, 2010) и Каменушинского массива в структуре Павдинского габбрового массива (б) (по Иванову О., 1997) с упрощениями

Рисунок 2а: Структурно-минерагенические мегазоны Уральской складчатой системы: I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская, III – Центрально-Уральская, IV – Тагило-Магнитогорская, V – Восточно-Уральская, VI – чехол Западно-Сибирской платформы, VII – Главный Уральский разлом. VIII – массивы Платиноносного пояса Урала: 1 – Ревдинский, 2 – Тагило-Баранчинский, 3 – Нижнетагильский, 4 – Арбатский, 5 – Качканарский, 6 – Светлоборский, 7 – Вересовоборский, 8 – Павдинский, 9 – Косьвинский, 10 – Кытлымский, 11 – Княспинский, 12 – Кумбинский, 13 – Денежкинский, 14 – Помурский, 15 – Чистопский, Ялпинг-Ньерский, 16 – Хорасюрский Рисунок 26: 1 – аллювиальные отложения, 2 – амфиболиты и зелёные сланцы, 3 – аповулканогенные зелёные сланцы, 4 – терригенные сланцы, 5 – базальтовые порфириты и их туфы, 6 – гранитоиды, 7 –

роговики и кытлымиты, 8 – габбро-нориты, габбро и оливиновые габбро, 9 – верлиты и клинопироксениты, 10 – дуниты

Примечание. Красная буква «К» – обозначение Каменушинского массива

Платиноносный пояс Урала в своём современном объеме описывался ещё со времен Л. Дюпарка (1905, 1913, 1920). В дальнейшем рядом исследователей (Воробьева и др., 1962; Ефимов, 1984; Иванов О., 1997; Johan, 2002; Пушкарёв, 2007; Шмелёв и др., 2010; Ферштатер, 2013) были уточнены особенности его строения: установлено восточное падение дунитклинопироксенит-габбровых массивов, выявлена латеральная зональность пояса, выражающаяся в смене с запада на восток клинопироксенит-дунитовых тел существенно габбровыми массивами, и далее интрузиями гранитоидов. Отмечено уменьшение в восточном направлении эрозионного среза и глубинности становления интрузивных тел. Эту закономерность можно наблюдать и в пределах Павдинской площади (рисунок 26), где ультрамафиты (Каменушинский и Шорский массивы) сменяются в восточном направлении габброидами Павдинского плутона, а затем гранитоидами. При этом количественное соотношение габброидов, клинопироксенитов и дунитов, выходящих на современную дневную поверхность, обусловлено разными эрозионными срезами интрузивных тел, имевших первоначально примерно одинаковое строение (Ферштатер, 2013). Несмотря на достаточно хорошую изученность, природа Платиноносного пояса, его место в структуре Урала, роли в геологической истории региона, а также особенности геодинамической локализации остаются предметом научного интереса (Волченко и др., 2007 и ссылки в этой статье).

Доминирующим мнением были представления о субплатформенной природе Платиноносного пояса (Перевозчиков, 1992), где существовали две точки зрения. С одной стороны, пояс рассматривался как часть субплатформенной верхнеордовикской вулканоплутонической ассоциации, сформированной «на стадии стабилизации океанической структуры до заложения Тагильской троговой зоны с ее островодужным геодинамическим режимом», вулканические члены которой уничтожены эрозией (Ферштатер, 1989). С другой, Платиноносный пояс представлялся как не имеющее каких-либо аналогов нижнесилурийское

субплатформенное рифтогенное образование (Ефимова, 1993). Как справедливо отметил Ю.А. Волченко: «Обе трактовки отрицали связь пород Платиноносного пояса с вмещающими вулканогенными комплексами и, как нам представляется, не давали удовлетворительного объяснения роли пояса в геологической истории и структуре Урала» (Волченко и др., 2007, стр. 8).

Высказанное С.Н. Ивановым и соавторами предположение об островодужной природе Платиноносного пояса Урала (Иванов С. и др., 1986) сейчас наиболее полно обосновано и развивается (Himmelberg and Loney, 1995; Иванов К. и др., 1996, 1999, 2001, 2002, 2014; Иванов К., 1998; Золоев и др., 2001; Johan, 2002; Волченко и др., 2005, 2007; Коротеев и др., 2008). Согласно данной гипотезе пояс является уникальным по своим масштабам и разнообразию образованием, имеет островодужную природу, слагаясь пород и руд продуктами кристаллизации разноглубинных выплавок, генерировавшихся над зоной субдукции (Иванов С. и др., 1986). Это доказывается сходством пород массивов Платиноносного пояса с габброидными и ультраосновными ксенолитами из вулканитов современных островных дуг, геохимическими, геохронологическими особенностями и рядом других данных (Иванов К., 2014).

Современное место массивов Платиноносного пояса имеет значительное сходство с характером размещения южно-аляскинских массивов пояса Бодэ-Рэйндж, залегающих в основании островодужной структуры, и отличается от позиции классических массивов юговосточной Аляски (Taylor, 1967; Irvine, 1974; Burns, 1985; Himmelberg and Loney, 1995). Это может быть обусловлено глобальным тектоническим перемещением литосферных плит с выводом глубинных частей разреза Тагильской островной дуги в близповерхностные горизонты (Волченко, 2007). Поднятие ППУ на приповерхностный уровень по данным датировок произошло преимущественно во время коллизионной стадии развития Урала (Иванов К., и др., 1996, 1998; Савельева и др., 1999; Bea et al., 2003; Пушкарев и др., 2003; Kashubin et al., 2006).

В целом, комплексы зональных мафит-ультрамафитовых массивов достаточно распространены и помимо типовых объектов, расположенных на Урале и Аляске, встречаются в Корякии (Осипенко и др., 2002; Сидоров и др., 2004; Ваtanova et al., 2005; Сидоров, 2009; Мочалов, 2013; Кутырев, 2019; Кутырев и Жирнова, 2019), Алдане (Гурович и др., 1994; Mues-Schumacher et al., 1995; Сидоров, 2004; Burg et al., 2009; Лепехина и др., 2013; Пушкарев и др., 2015; Чайка и Изох, 2018; Округин и др., 2018) Турции (Eyuboglu et al., 2010), Канаде (Findlay, 1969; Nixon and Rublee, 1988; Scheel et al., 2009; Spence, 2020; Milidragovic et al., 2021), Египте (Farahat et al., 2006; Abdallah et al., 2019; Khedr et al., 2020), Китае (Su et al., 2012, 2014; Yang et al., 2018; Wang et al., 2021), Индии (Mondal and Ray, 2015; Meshram et al., 2018), Австралии

(Johan et al., 1989; Slansky et al., 1991), Новой Зеландии (Spandler et al., 2003), Венесуэле (Murray, 1972), Колумбии (Grimm et al., 2012).

Каменушинский массив относится к качканарскому магматическому комплексу, выделенному по одноименной горе на Среднем Урале (Решитько, 1963), и граничит на западе с вулканитами верхнего ордовика – нижнего силура, а с севера, востока и юга окружен верхне-2б). ордовикскими габброидами Павдинского массива (рисунок Контакты клинопироксенитовой каймы Каменушинского массива с габброидами Павдинского плутона в литературе не описывались ввиду их расположения в руслах рек и погребения под покровом аллювиальных и техногенных отложений. Павдинский массив представляет собой крупный плутон (63×10 км) сложной формы, вытянутый в субмеридиональном направлении (рисунок 26). Он габброидами качканарского тагило-кытлымского сложен И комплексов (Государственная геологическая..., 2002, 2015). С габброидами Павдинского массива связана платино-золото-палладиевая минерализация баронского типа и палладиево-платино-золотая минерализация волковского типа (Государственная геологическая..., 2002, 2015). Однако, перспективных на коренную платину участков для постановки поисковых и оценочных работ в настоящее время не выявлено. Крупное гранитоидное тело (32×13 км) в северо-восточной части площади, а также разрозненные тела в северной, восточной и южной частях рассматриваемой площади сформированы диоритами и кварцевыми диоритами и практически не изучены в силу отсутствия каких-либо предпосылок к обнаружению в них полезных ископаемых (Иванов О., 1997).

2.2. Характеристика геологического строения Каменушинского массива

Каменушинский массив размерами 3,5×7,5 км (21,9 км²) имеет вытянутую в меридиональном направлении форму (рисунок 3а). Он слагает г. Вересовый Увал и г. Соколиная в своих северной и южной частях соответственно. Исследуемый массив имеет классическое зональное строение, характерное для массивов Урало-Аляскинского типа, при котором дунитовое ядро окружено клинопироксенитовой каймой. Ультрамафиты, слагающие Каменушинский массив, прорваны многочисленными дайковыми телами различного состава. Строение массива на уровне современного эрозионного среза обязано его падению в СВВ направлении (рисунок 3б), что проявляется в:

1) различной мощности клинопироксенитовой каймы, составляющей около 200 м в западной части массива и достигающей 2 км с остальных сторон;

2) смещении к западу дунитового ядра относительно клинопироксенитовой каймы;

3) смещении в западном направлении среднезернистых дунитов по отношению к мелкозернистым дунитам (рисунок 3а).



Сплошные горизонтали проведены через 25 м



Рисунок 3 – Геологическая карта Каменушинского массива (а) и геологические разрезы по профилям (б, в) (по Иванову О. (1997) с упрощениями и дополнениями): 1 – техногенные и аллювиальные отложения, 2 – зелёные аповулканогенные сланцы, 3 – амфиболиты, 4 – амфибол-плагиоклазовые породы («кытлымиты»), 5 – дайки плагиогранитов, 6 – дайки роговообманкового габбро, 7 – габбро пироксен-анортитовое и оливиновое, 8 – габбро роговообманковое, 9 – конжакиты (фельдшпатизированные пироксениты), 10 – пироксениты нерасчлененные, 11 – верлиты, 12 – дуниты мелкозернистые серпентинизированные, 13 – дуниты среднезернистые серпентинизированные, 14 – дуниты крупнозернистые, 15 – линии разрезов и профилей

Клинопироксениты образуют непрерывную кайму сложного зонального строения вокруг дунитового ядра. Характерными чертами зональности клинопироксенитовой каймы в направлении к дунитовому ядру является: 1) увеличение зернистости; 2) уменьшение содержания магнетита; 3) увеличение содержания оливина (мономинеральные, не считая рудного магнетита) клинопироксениты (рисунок 4б) сначала переходят в оливинсодержащие (рисунок 4в) и оливиновые клинопироксениты).

В наиболее полной мере обе последние особенности иллюстрируются на графике изменений содержаний оливина и магнетита по мере движения к дунитовому ядру (рисунок 5). В целом отмечается постепенный характер перехода одного петрографического типа клинопироксенитов в другой, что определяет возможность их расчленения в ходе картирования только после проведения дополнительных исследований.



Рисунок 4 – Минералого-петрографические особенности клинопироксенитов окаймляющих дунитовое ядро: а) среднезернистые мономинеральные клинопироксениты; б) средне-крупнозернистые оливинсодержащие клинопироксениты; в) мелко-среднезернистые клинопироксениты с сидеронитовидной структурой. Снимки в проходящем свете: а, б – при скрещенных николях, в – при параллельных николях

Большая часть клинопироксенитов представлена разностями с содержанием магнетита 1-20% 3-4%. В среднем составляя В целом клинопироксениты представлены полнокристаллической породой с характерной панидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Преобладают среднезернистые клинопироксениты. Клинопироксен соответствует диопсиду, в качестве рудного минерала постоянно присутствует магнетит. Отмечается, что в периферийных частях клинопироксенитовой каймы, где магнетит получил наиболее широкое распространение, в клинопироксенитах наблюдается сидеронитовидная структура (рисунок 4в). С приближением к дунитовому ядру и увеличением количества оливина наблюдаются слабо проявленные процессы амфиболизации ведущие к образованию амфибола по пироксену, а впоследствии к флогопитизации амфибола. Подобный процесс менее явно проявлен на участках приконтактовых зон клинопироксенитов с конжакитами, которые

достаточно сильно контрастируют с клинопироксенитами в силу появления фельдшпатоидов, а также полосчатой или такситовой текстуры.



Рисунок 5 – Изменение содержания магнетита (Mag) и оливина (Ol) в клинопироксенитах, слагающих кайму Каменушинского массива на примере профиля III-III (см. рисунок 3а)

Дуниты и их состав. Общая характеристика дунитов Каменушинского массива и их вещественный состав описаны Г.Б. Зайцевым с соавторами (1964ф), О.К. Ивановым (1997) и в значительной степени дополнены С.Ю. Степановым (2018б). В силу чего настоящее описание носит обобщённый характер и главной целью ставит подчеркивание и уточнение особенностей дунитов Каменушинского массива. В его центральной части дуниты формируют «ядро» размером 2,1×3,8 км (6,2 км²). Оно характеризуется неправильной формой – вытянуто в меридиональном направлении, имеет сложные границы с клинопироксенитовой оторочкой и зональное строение. В дунитах наблюдается пологопадающая отдельность, система трещин которой преимущественно выдерживает восточное направление падения, что также отражает упомянутое восточное падение массива.

Дуниты представлены полнокристаллическими мономинеральными породами массивной текстуры с характерной протогранулярной структурой (Чернышов и др., 1999), при которой в субизометричных зернах оливина прослеживаются правильные кристаллографические очертания. Мелкозернистые дуниты слагая большую северную часть ядра до 2 км, также распространены в периферических зонах южной, западной и восточной частях шириной до 500-800 м. Среднезернистые дуниты образуют поле площадью около 1,4 км², огибающее Хромитовый увал – седловину между г. Соколиной и г. Вересовой. Также среднезернистые дуниты выделены в южной части массива в виде изометричных участков площадью от 0,01-0,02 км² до 0,15 км² (рисунок 3а). Зоны развития крупно- и грубозернистых дунитов располагаются в центральной части массива и не превышают 0,12 км². На западном склоне Хромитового увала, недалеко от его вершины, а также в верховьях ручья Большая Каменушка впервые были

выделены дунитовые пегматиты (Минибаев и др., 2015, Минибаев, 2016), площадь распространения которых составляет первые десятки тыс. м². Характерна закономерность, выражающаяся в увеличении зернистости дунитов от периферии к центру дунитового ядра. Контакты между дунитами различных петрографических типов фациальные, о чем свидетельствуют поля постепенного перехода одной разности к другой, обычно сопровождающиеся порфировидными включениями оливина (рисунок 6).



Рисунок 6 – Петрографические типы дунитов: а) мелкозернистые; б) мелкозернистые порфировидные; в) среднезернистые; г) среднезернистые порфировидные; д) крупнозернистые; е) крупнозернистые порфировидные; ж) грубозернистые; з) дунитовые пегматиты. Изображения в проходящем свете при скрещенных николях

Мелкозернистые дуниты сложены индивидами оливина размером 0,05-0,10 см (рисунок ба). Мелкозернистые дуниты с порфировидными вкрапленниками оливина размером 0,4-1,0 см (рисунок 6б) фиксируют поля их фациального контакта со среднезернистыми дунитами, в которых размер зерен оливина составляет 0,1-0,5 см (рисунок 6в). В зоне контакта среднезернистых и крупнозернистых дунитов получили распространение порфировидные разности среднезернистых дунитов с размером вкрапленников оливина 1,5-3,0 см (рисунок 6г). В равномернозернистой массе крупнозернистых дунитов с размерами зерен оливина 0,5-1,0 см (рисунок 6д) присутствуют вкрапленники крупных индивидов оливина со средним размером 2-3 см (рисунок 6е) на участках их фациальных переходов к грубозернистым дунитам. Грубозернистые дуниты выделяются по размерам зерен оливина 1-3 см (рисунок 6ж). Разности дунитов, сложенные весьма крупными оливинами размером более 3 см, названы пегматитами (рисунок 63). Между последними двумя разностями переходную фацию выделить не представляется возможным ввиду локальных и небольших участков развития подобных разностей. В целом, по итогам геологических наблюдений в пределах массива и данных петрографических исследований установлено, что зоны постепенного перехода сопровождаются развитием порфировидных разностей дунитов, а увеличение и уменьшение количества порфировых включений оливина носит постепенный характер, проявленный в диапазоне от 10 до 100 м. Стоит отметить, что помимо приведённых типов дунитов, также были выделены «дуниты минерализованных зон». Необходимость подобного выделения заключается в их петрохимическом отличии от других типов дунитов. Дуниты минерализованных зон концентрируют тела хромититов и обнаруживаются в полях развития порфировидных дунитов. При этом дуниты минерализованных зон характеризуются высокой степенью серпентинизации и повышенным содержанием акцессорного хромшпинелида.

Состав дунитов по главным петрогенным компонентам обусловлен составом породообразующего оливина, содержанием акцессорных хромшпинелидов и включений клинопироксена. Оливин по химическому составу относится к форстериту Fo₈₅₋₈₈ (таблица 2), что в целом соответствует общим характеристикам оливинов зональных массивов Платиноносного пояса Урала (рисунок 7) (Иванов О., 1997; Пушкарёв, 2000; Степанов, 2018б).

Содержание петрогенных элементов в дунитах Каменушинского массива (таблица 3) укладывается в общий тренд химических составов дунитов зональных массивов Урало-Аляскинского типа на Среднем Урале (рисунок 8) (Иванов О., 1997). Обнаруживающиеся аномальные значения соответствуют упомянутым дунитам минерализованных зон.



Примечание. Данные о составе оливинов зональных массивов Среднего Урала приведены по С.Ю. Степанову (2018б)



Таблица 2

N⁰	SiO	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Формула
1	41,15	7,93		50,79			99,87	86,50	$(Mg_{1,84}Fe_{0,16})_{2,00}Si_{1,00}O_4$
2	40,89	8,10		49,13			98,12	85,85	$(Mg_{1,81}Fe_{0,17})_{1,98}Si_{1,01}O_4$
3	41,81	7,25		51,38			100,44	87,63	$(Mg_{1,84}Fe_{0,15})_{1,99}Si_{1,01}O_4$
4	40,91	7,92		51,65			100,48	86,70	$(Mg_{1,86}Fe_{0,16})_{2,02}Si_{0,99}O_4$
5	40,92	7,99		51,45			100,36	86,56	$(Mg_{1,84}Fe_{0,16})_{2,00}Si_{0,99}O_4$
6	40,97	7,19		51,37			99,53	87,72	$(Mg_{1,86}Fe_{0,15})_{2,01}Si_{1,00}O_4$
7	41,15	7,69		49,81			98,65	86,63	$(Mg_{1,82}Fe_{0,16})_{1,98}Si_{1,01}O_4$
8	39,33	8,73	0,28	51,08		0,29	99,71	85,40	$(Mg_{1,87}Fe_{0,17}Mn_{0,01}Ni_{0,01})_{2,04}Si_{0,97}O_4$
9	39,50	8,66		51,63			99,79	85,64	$(Mg_{1,88}Fe_{0,16})_{2,02}Si_{0,97}O_4$
10	40,02	8,84		50,64	0,04		99,53	85,14	$(Mg_{1,85}Fe_{0,18})_{2,03}Si_{0,98}O_4$

Состав оливинов, слагающих дуниты Каменушинского массива, мас.%

Примечание. 1-7 – оливины среднезернистых дунитов; 8-10 – оливины среднезернистых порфировидных дунитов. Mg# – коэффициент магнезиальности (по Е.В. Склярову, 2001). Прочерк – ниже порога обнаружения. Формулы рассчитаны на 4 атома кислорода (по А.Г. Булаху, 1964)

Содержание петрогенных компонентов в

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	ПО
Шифр	26К	20К	21K	22К	23К	19К	17K	18K	ПО
SiO ₂	36,6	36,00	36,70	36,20	36,3	36,6	34,20	36,50	0,02
Al_2O_3	<0,05	0,76	1,22	0,56	0,14	1,16	0,98	2,17	0,05
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,022	<0,01	0,01
FeO	3,59	3,52	4,40	3,86	3,39	3,18	4,20	3,59	0,25
Fe ₂ O ₃	5,95	5,64	4,98	5,29	5,11	5,00	7,43	7,50	0,30
MnO	0,16	0,17	0,15	0,15	0,14	0,13	0,19	0,18	0,01
MgO	44,80	43,80	45,00	44,80	45,30	44,30	37,50	40,00	0,10
CaO	0,22	0,13	0,17	0,21	0,14	0,17	0,13	0,32	0,01
ППП	8,23	9,57	6,70	8,02	9,10	8,73	8,02	8,73	
Σ	99,55	99,59	99,32	99,09	99,62	99,27	99,09	99,27	
Fe ₂ O _{3общ}	9,93	9,55	9,87	9,58	8,87	8,53	9,58	8,53	
Mg#	81,86	82,10	82,01	82,38	83,63	83,85	75,60	77,60	
F	14,88	14,49	14,40	14,33	13,37	13,20	18,80	17,20	

дунитах различных петрографических типов, мас. %

Примечание. Дуниты: 1 – мелкозернистые; 2 – мелкозернистые порфировидные; 3 – среднезернистые; 4 – среднезернистые порфировидные; 5 – крупнозернистые; 6 – дунит-пегматиты; 7-8 – дуниты минерализованных зон, ППП – потери при прокаливании, ПО – порог обнаружения, Mg# – коэффициент магнезиальности, F – коэффициент железистости. Коэффициенты рассчитаны по Е.В. Склярову (2001)

Наиболее значимыми параметрами при определении особенностей дунитов различных структурно-текстурных типов могут служить коэффициенты их магнезиальности и железистости. Так, по мере движения к центру дунитового ядра и постепенного увеличение зернистости дунитов отмечается рост коэффициента магнезиальности и уменьшение коэффициента железистости (рисунок 9). Выделенные закономерности коррелируют с данными исследователей зональных массивов Урало-Аляскинского типа (Himmelberg and Loney, 1995; Иванов О., 1997; Пушкарёв, 2000; Сидоров и др., 2012; Степанов, 2018б). Однако обращает на себя внимание низкий «разрыв» значений коэффициентов (не более 1-2%), что может перекрываться коэффициентами, рассчитанными по результатам анализа смежных проб идентичных структурно-текстурных разновидностей дунита одного и того же массива, а значит выделенная закономерность пока не может быть статистически подтверждена.



Рисунок 9 – Характер распределения коэффициентов магнезиальности (*Mg#*) и железистости (*F*) в различных петрографических типах дунитов: 1 – мелкозернистые; 2 – мелкозернистые порфировидные; 3 – среднезернистые; 4 – среднезернистые порфировидные; 5 – крупнозернистые; 6 – дунит-пегматиты

Примесные элементы дунитов. При изучении поведения элементов-примесей в дунитах стоит отметить крайне низкие содержания большинства из них в пределах зональных массивов Урало-Аляскинского типа (Пушкарёв, 2000; Лепихина и др., 2013; Ферштатер, 2013; Пилюгин и др., 2015). В связи с этим и в силу концентрации некоторых элементов ниже порога обнаружения в ряде проб, результаты интерпретации данных могут носить неоднозначный характер. Отсюда, в выборку по примесным элементам, классифицированным согласно H.R. Rollinson (1993), входят только те элементы, результаты анализов которых являются наиболее представительными и информативными (таблица 4).

Таблица 4

Компонент		Спелнее	ПО							
	м/з	м/з п	c/3	с/з п	К-З	П	среднее	по		
Элементы группы железа										
Co	85,856	84,102	85,867	85,616	85,823	71,252	83,086	0,0002		
Ni	785,490	1002,768	768,362	836,241	748,224	713,112	809,033	0,02		
V	3,890	6,008	3,947	7,468	3,951	4,478	4,957	0,03		
Mn	690,880	700,900	750,000	766,142	779,376	911,631	766,488	0,003		
Cr	1389,560	3290,224	1349,384	3077,608	1008,098	896,644	1835,253	0,03		

Содержание элементов-примесей в дунитах различных петрографических типов, г/т

V		Creatives	ПО					
Компонент	м/з	м/з п	c/3	с/з п	К-З	П	Среднее	no
		Гр	уппа транз	итных эле	ментов			
Cu	2,645	2,630	2,685	2,619	2,869	2,787	2,706	0,002
Ga	0,301	0,430	0,281	0,540	0,260	0,325	0,356	0,001
Ge	0,815	0,751	0,808	0,763	0,734	0,807	0,780	0,005
Мо	0,299	0,324	0,304	0,334	0,309	0,269	0,307	0,0075
Sn	0,018	0,023	0,019	0,024	0,021	0,007	0,019	0,003
Sb	0,012	0,018	0,010	0,010	0,008	0,003	0,010	0,001
Pb	0,017	0,021	0,024	0,019	0,082	0,142	0,051	0,01
Zn	29,440	31,737	30,455	33,659	30,930	37,377	32,266	0,008
	Ι	руппа кру	пноионных	х литофил	ьных элеме	ентов		
Li	0,044	0,047	0,065	0,028	0,056	0,600	0,140	0,02
Rb	0,011	0,027	0,017	0,133	0,026	0,035	0,041	0,0002
Sr	0,355	0,882	0,372	1,210	0,523	4,932	1,379	0,003
Cs	0,002	0,006	0,002	0,006	0,002	0,002	0,003	0,0004
Ba	0,108	3,900	0,087	0,502	0,000	122,447	21,174	0,0001
		Груп	па высокоз	арядных э	лементов			
Sc	0,946	1,123	0,905	1,173	0,898	1,444	1,082	0,007
Y	0,115	0,015	0,016	0,037	0,020	0,059	0,044	0,0002
Та	0,010	2,270	0,011	0,012	0,003	0,008	0,386	0,0007
Hf	0,005	0,001	НПО	0,007	0,000	0,005	0,003	0,0001
		Груп	па редкозе	мельных э	лементов			
La	0,009	0,007	0,015	0,066	0,006	0,049	0,026	0,001
Ce	0,021	0,015	0,031	0,115	0,013	0,116	0,052	0,001
Pr	0,002	0,001	0,003	0,012	0,002	0,016	0,006	0,0004
Nd	0,005	0,006	0,009	0,043	0,008	0,073	0,024	0,0004
Sm	0,002	НПО	НПО	0,007	НПО	0,017	0,004	0,001
Eu	НПО	0,003	НПО	0,003	НПО	0,069	0,012	0,001
Gd	0,001	0,002	НПО	0,007	НПО	0,029	0,007	0,0001
Tb	НПО	0,000	НПО	0,001	НПО	0,002	0,001	0,0001
Dy	0,002	0,003	НПО	0,006	НПО	0,012	0,004	0,0003
Но	НПО	НПО	НПО	0,001	НПО	0,003	0,001	0,0004
Er	0,001	НПО	НПО	0,006	НПО	0,009	0,003	0,0003
Tm	НПО	НПО	НПО	0,001	НПО	0,001	0,000	0,0001
			l		I			I

Компонент		Среднее	ПО						
Romionem	м/з	м/з п	c/3	с/з п	К-З	П	Среднее	no	
Yb	0,003	0,006	НПО	0,009	НПО	0,012	0,005	0,0003	
Lu	НПО	НПО	НПО	0,002	НПО	0,002	0,001	0,0001	

Примечание. Зернистость дунитов: м/з – мелкозернистые; м/з п – мелкозернистые порфировидные; с/з – среднезернистые; с/з п – среднезернистые порфировидные; к/з – крупнозернистые; п – дунит-пегматиты; ПО – порог обнаружения; НПО – ниже порога обнаружения

Ввиду выделенного типа хромит-платиновой минерализации, как наиболее промышленно перспективного, в первую очередь внимание следует обратить на характер распределения элементов группы железа (рисунок 10а). Тренд Сг характеризуется постепенным снижением в сторону более крупнозернистых разностей дунита с максимумами в порфировидных типах. Это отражено в концентрациях акцессорного хромшпинелида имеющего идентичную закономерность распределения (подробней в разделе 4.2.).

Аналогичное распределение имеет Ni, концентрации которого в дунитах в значительной степени обусловлены вхождением этого элемента В кристаллическую решетку породообразующего оливина (Степанов, 2018б). Также было отмечено, что закономерность поведения никеля связана с появлением сульфидных минералов, возникших в стадию серпентинизации (Бетехтин, 1935, 1951, 2010). Минералы никеля представлены в основном пентландитом (рисунок 11а) и миллеритом (рисунок 11б), которые большей частью обнаруживаются в порфировидных дунитах. В ходе вторичных процессов преобразования первичного хромшпинелида происходит частичное псевдоморфозное замещение в его периферийных частях хроммагнетитом и магнетитом, в которых нередко обнаруживается Ni до 4 мас.%. Стоит отметить, что пентландит обнаруживается в дунитах всех петрографических типов и, учитывая крайне редкие мелкие зерна, в первом приближении, распространен равномерно. Вероятно, это обстоятельство объясняет выдержанный тренд концентраций Со аналога никеля в геохимических процессах (Rollinson, 1993; Скляров, 2001). Однако, наряду с этим, кобальт также обнаруживается в виде изоморфной примеси в относительно равном количестве в оливинах из дунитов различных петрографических типов (Иванов О., 1997; Степанов, 2018б).



Рисунок 10 – Спектры распределения элементов-примесей в дунитах: а – элементы группы железа, б – группа транзитных элементов, в – группа крупноионных литофильных элементов, г – группа высокозарядных элементов. Зернистость дунитов: м/з – мелкозернистые; м/з п – мелкозернистые порфировидные; с/з – среднезернистые; с/з п – среднезернистые порфировидные; к/з – крупнозернистые; п – дунит-пегматиты



Рисунок 11 – Акцессорные и вторичные минералы дунитов, где Ol – оливин, Srp – серпентин, Mag – магнетит, Crspl – хромшпинелид: а – пентландит (Pn) из среднезернистых дунитов; б – миллерит (Mlr) из среднезернистых порфировидных дунитов; в – куприт (Cpr) из среднезернистых дунитов; г – халькозин (Cct) из дунитовых пегматитов; д – галенит (Gn) из среднезернистых порфировидных дунитов; е – касситерит (Cst) из крупнозернистых дунитов; ж – антимонит (Stn) из среднезернистых порфировидных порфировидных дунитов; з – барит (Brt) из дунитовых пегматитов

Характерная положительная корреляция Fe-Mn наблюдаемая в большинстве горных пород гораздо менее проявлена в ультраосновных интрузивных породах, в которых марганец практически никогда не образует собственных минералов, а имея тесный изоморфизм с железом и хромом, входит в состав содержащих их минералов (Иванов В., 1996). Характер распределения Mn в различных по зернистости дунитах указывает на принципиальное отсутствие связи марганца с количественным отношением акцессорных хромшпинелидов. Постепенное и равномерное повышение концентрации марганца с увеличением зернистости дунитов может отражать геохимическую специфику Mn, заключающуюся в его накоплении по мере роста окислительных свойств среды и фугитивности кислорода fO_2 (Казаченко и др., 2004; Брусницын, 2007).

Ванадий по мере увеличения зернистости дунитов ведет себя практически инертно. Максимумы содержания V обнаруживаются в порфировидных разностях дунита, для которых свойственны повышенные концентрации хромшпинелидов. В эндогенных процессах ванадий практически не образует собственных минералов (Иванов В., 1996). Можно заключить, что ванадий входит в кристаллическую решетку хромшпинелидов, что характерно для шпинелидов при их ассоциации с ультрамафитами (Борисенко, 1966, 1973).

Транзитные элементы являются достаточно подвижными в геологических процессах (Rollinson, 1993; Скляров, 2001), в особенности при протекании флюидных и гидротермальных процессов, обуславливающих серпентинизацию зональных массивов, в которую происходит образование ряда минералов-концентраторов элементов названной группы. В этой связи интерпретация содержаний элементов транзитной группы в различных структурно-текстурных типах дунитов (рисунок 10б) может быть неоднозначной, поскольку поведение подобных элементов будет отражать не только первичные условия образования дунитов, но и особенности и интенсивность наложенных процессов. В целом серпентинизация дунитов в конечном итоге должна была бы уравновесить распределение транзитных элементов путем образования их собственных минералов (Степанов, 2018б). Действительно, для целого ряда элементов это наблюдается. Так, Си преимущественно концентрируется в куприте (рисунок 11в) и халькозине (рисунок 11г), которые обнаруживаются во всех петрографических типах дунитов. Рь находится в виде галенита (рисунок 11д) и большей частью характерен для более крупнозернистых дунитов. Sn преимущественно входит в кристаллическую решетку хромшпинелидов (Иванов В., 1996). На это также указывают положительные пики концентраций олова в порфировидных дунитах, для которых характерны повышенные содержания акцессорного хромшпинелида. Однако, в редких случаях олово обнаруживается в собственном минерале – касситерите (рисунок 11е) без видимой связи с хромшпинелидами.

Из всех транзитных элементов Zn имеет наибольшие содержания, что обусловлено его практически повсеместным вхождением кристаллическую решетку В не только хромшпинелидов, но и оливинов (Иванов В., 1996 и ссылки в этой работе). Тем не менее, отмечается, что в порфировидных дунитах цинк содержится все же в большем количестве. Мо, учитывая его распространенный эндогенный сульфидный минерал – молибденит, вероятно, в основном сконцентрирован в собственно минеральной форме, но низкие суммарные концентрации делают его обнаружение сложной задачей. Распределение Sb может быть связано с его возможностью вхождения в состав оливина и хромшпинелида (Esson et al., 1965), хотя в порфировидных дунитах редко обнаруживается присутствие антимонита (рисунок 12ж), что, по всей видимости, является уже отражением наложенных процессов. Ga и Ge в природе крайне редко образуют собственные минералы, а гео- и кристаллохимическая близость с Fe³⁺ и Al³⁺ (Иванов В., 1996) определяет их вхождение в качестве изоморфной примеси в состав хромшпинелидов.

Для крупноионных литофилов характерен подъем спектров по мере увеличения зернистости дунитов (рисунок 10в). При этом наблюдаются максимумы в порфировидных разностях дунитов, что может быть связано с повышенной концентрацией хромшпинелидов в этих петрографических разновидностях дунитов и интенсивностью наложенных процессов. Максимальные содержания элементов данной группы также приходятся на пегматитовые разности дунитов, что также может быть обусловлено как высокой летучестью крупноионных литофилов, так и их преимущественной концентрацией в породах, подвергшихся в наибольшей степени постмагматической проработке. Так, например, концентрация бария находит отражение в появлении барита в дунит-пегматитах (рисунок 113). Учитывая, что барит образуется в условиях повышенного парциального давления кислорода при относительно низких температурах и не встречается в собственно магматогенных породах (Бетехтин, 2010), можно заключить, что появление этого минерала обязано наложенным процессам. В целом, крупноионные литофильные элементы по своей природе характеризуются наибольшей подвижностью в различных геологических процессах, ввиду чего однозначная трактовка результатов является трудной задачей, для выполнения которой требуется значительно большее количество анализов с целью статистического подтверждения выводов.

Распределение высокозарядных элементов, устойчивых при различных наложенных процессах (Rollinson, 1993; Скляров, 2001), обусловлено магматической стадией образования массива. Характер поведения подобных элементов в дунитах различных по зернистости в общем соответствует ранее выделенной закономерности С.Ю. Степановым: от мелкозернистых к крупнозернистым дунитам происходит снижение содержания высокозарядных элементов, при этом их максимальные концентрации связаны с хромитовой минерализацией и

платиноносностью (Степанов, 2018б). Действительно, в мелкозернистых дунитах наблюдаются максимумы содержаний высокозарядных элементов (рисунок 10г), которые по мере приближения к крупнозернистым дунитам снижаются, при этом возрастая в порфировидных дунитах, что связанно с повышенным содержанием хромшпинелидов в приведенных разностях. Спорным остается вопрос о значительных содержаниях высокозарядных элементов в дунитовых пегматитах, что не согласуется с результатами ранее выполненных работ (Степанов, 2018б). Во-первых, и самое очевидное, подобные различия вызваны ограниченностью материала, делающей подобный вывод статистически незакрепленным. Во-вторых, учитывая геохимические особенности Sc, Y, Ta и Hf (Иванов В., 1997) высокие содержания в пегматитовых разностях могут указывать на их формирование из высокодифференцированного вещества, более характерного для поздних стадий образования массива.

Платиноносность дунитов. Среднее содержание элементов платиновой группы в дунитах (исключая дуниты минерализованных зон) Каменушинского массива составляет 0,036 г/т, из которых 0,025 г/т приходится на Pt (таблица 5). Характер распределения элементов платиновой группы позволяет установить закономерность, выражающуюся в постепенном уменьшении содержания платиноидов в дунитах по мере увеличения их зернистости с наблюдаемыми максимумами в порфировидных разностях (таблица 5), что в целом дополняет и подтверждает выводы об установленной аналогичной тенденции для клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Степанов, 2018б). Анализ распределения элементов платиновой группы в дунитах различных петрографических типов на фоне проведенной сравнительной характеристики элементов-примесей дунитов показал, что между платиной и хромом наблюдается положительная корреляция с максимумами в порфировидных дунитах (рисунок 12).

Таблица 5

№ п.п.	Шифр	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	ЭПГ _{общ}	Au
1	26K	0,003	<0,002	<0,002	0,003	0,028	>0,034	0,003
2	20К	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,039	>0,039	0,003
3	21К	0,003	0,002	<0,002	0,004	0,027	0,036	0,003
4	22К	<0,002	<0,002	<0,002	0,006	0,043	>0,049	<0,002
5	23К	<0,002	<0,002	<0,002	0,003	0,006	>0,009	<0,002
6	19К	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,003	>0,003	<0,002
7	17K	0,029	0,024	0,003	0,032	0,440	0,528	0,004

Содержание благородных металлов в дунитах различных петрографических типов, г/т
№ п.п.	Шифр	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	ЭПГ _{общ}	Au
8	18K	0,026	0,024	0,003	0,034	0,420	0,507	0,003
Порог обнаружения		0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	-	0,002
	1	1		1	1	1	1	
9	18044-1	0,010	<0,02	<0,02	0,020	0,464	>0,494	<0,02
10	18044-2	0,012	0,026	<0,02	0,027	0,580	>0,645	<0,02
11	18045-1	0,014	<0,02	0,05	0,025	0,755	>0,844	<0,02
12	18045-2	0,017	0,021	0,05	0,038	0,765	0,891	<0,02
13	18046-1	0,012	<0,02	<0,02	<0,01	0,530	>0,542	<0,02
] обна	Порог аружения	0,01	0,02	0,02	0,01	0,002	-	0,02

Примечание. Анализы 1-8 – данные по ICP-MS: 1 – мелкозернистые; 2 – мелкозернистые порфировидные; 3 – среднезернистые; 4 – среднезернистые порфировидные; 5 – крупнозернистые; 6 – дунит-пегматиты; 7-8 – дуниты минерализованных зон. Анализы 9-13 – данные по пробирно-атомно-эмиссионному анализу, заверка содержаний в дунитах минерализованных зон. ЭПГ_{общ} – суммарное содержание элементов платиновой группы в пробе





Отдельное внимание обращает на себя концентрация ЭПГ в дунитах минерализованных зон, поскольку находится на порядок выше, чем в дунитах других петрографических типов. Наряду с этим отмечается, что повышается содержание не только собственно Pt, а также в значительной степени Ru, Rh, Ir.

Для приведенного анализа отбирались дуниты без видимого скопления хромшпинелидов из различных участков развития дунитов минерализованных зон. В ходе заверки полученных результатов пробирно-атомно-эмиссионным анализом было установлено, что данные в значительной мере коррелируют между собой, не смотря на различия в методике проведения исследования. Таким образом, установленные высокие содержания платиноидов в дунитах минерализованных зон не носят случайный характер.

Выводы. Изучение геолого-структурных особенностей Каменушинского массива, а также количественное соотношение клинопироксенитов и дунитов различных петрографических типов, выходящих на современную дневную поверхность, подтверждают малый уровень эрозионного среза, впервые предположенный Н.К. Высоцким (1913). Впервые обнаруженные участки развития грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов в центральной части массива способствуют актуализации степени его эродированности и особенностей глубинного строения, предложенной и смоделированной на разрезах О.К. Ивановым по результатам картирования (Иванов О., 1997).

Зональность Каменушинского массива является классической для массивов Урало-Аляскинского типа, при которой дунитовой ядро окружено клинопироксенитовой каймой. Различные петрографические типы дунитов не имеют четких контактов между собой и проявляются в постепенном переходе одной разности дунитов в другую. Подобные поля фациальных контактов дунитов различных по зернистости обладают шириной от 10 до 100 м и фиксируются развитием порфировидных разностей дунитов.

В составе порфировидных отмечаются наибольшие концентрации дунитов значительного количества элементов примесей, в том числе, таких как Cr, Ni, Sn и Zn. Подобная особенность обусловлена высокими концентрациями хромшпинелидов в порфировидных дунитах, так как названные элементы могут изоморфно входить в состав хромшпинели. Из этого стоило бы ожидать, что содержание Mn и Co также должны были подчеркивать выделенный тренд. Данной тенденции не наблюдается ввиду того, что марганец и кобальт также входят в кристаллическую решетку породообразующего оливина. В этой связи, в порфировидных дунитах повышенная концентрации хромшпинелидов, изоморфно включающих в свой состав Mn и Co, не может существенно повлиять в целом на состав самих дунитов, объем которых несравненно больше относительно объема хромшпинели.

Особенности распределения платины в различных дунитах заключаются в повышенном содержании этого элемента в порфировидных дунитах, а также в высокой степени корреляции платины с хромом. Так как распределение хрома в дунитах отражает концентрации хромшпинелидов, можно предположить, что платина ассоциирует с хромитовой минерализацией.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

3.1. Краткий обзор изученности дайковых и жильных тел зональных клинопироксенитдунитовых массивов и общие вопросы их классификации

Изученность зональных клинопироксенит-дунитовых массивов крайне неравномерна. За более чем вековую историю изучения коренных месторождений платины Урала, такими выдающимися учёными как Н.К. Высоцкий, А.А. Иностранцев, А.П. Карпинский, А.Н. Заварицкий, А.Г. Бетехтин и многими другими, было опубликовано множество трудов, в которых рассмотрены вопросы генезиса зональных массивов, их петрологические, геохимические, геолого-структурные особенности и связанная с ними рудная минерализация. Основное внимание уделялось породам дунит-клинопироксенит-габбровой формации, слагающим зональные массивы, и хромититам, с которыми связана платинометалльная минерализация. В то же время дайковые и жильные тела магматического и гидротермальнометасоматического генезиса, прорывающие дунит-клинопироксенитовые массивы, остаются практически не изученными, несмотря на ранее отмеченную важность их изучения, как с петрологических позиций, так и в оценке роли в контроле оруденения (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Алешков и др., 1942ф; Телегин, 2006ф, 2009ф; Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Дурягина, 2015; Минибаев, 2016, 2017а, 2018б).

Породы, слагающие дайки Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушинского массивов, одним из первых описал Н.К. Высоцкий (1913). Данное описание было достаточно подробным, однако оно позволяет оценить только общие представления о геологической обстановке их проявления. Это вызвано отсутствием точной геологической привязки изученных образцов, а также какого-либо описания тел, вмещавших отобранный штуф. Так, например, по р. Большой Нясьме, протекающей как через Каменушинский, так и через Павдинский массивы (рисунок 3), были описаны габброиды без указания более точного места отбора, характеристики вмещающих пород и самого тела изученной горной породы. Подобное описание не позволяет сделать вывод о том, к какому массиву относится данный образец, и что представляет собой вмещающее тело – дайки габбро Каменушинского массива или габброиды самого Павдинского плутона.

Целенаправленным изучением пород «жильной формации» Платиноносного пояса Урала впервые занялся А.Н. Заварицкий: «Жильные породы, рассекающие дунитовые массивы, разнообразны, но все они, по-видимому, имеют общее происхождение: они являются продуктами более или менее далеко зашедшей реакции между аплитовой или пегматитовой магмой и веществом самого дунита. Наиболее типичными для дунитовых массивов являются

следующие жильные породы: жильные пироксениты, иситы, габбро-пегматиты, плагиаплиты и альбититы... Плагиаплиты, габбро-пегматиты и альбититы являются породами, близкими к тем десилицированным пегматитам, которые возникают при взаимодействии пегматитовых растворов с ультраосновными породами... Таким образом, образование жильных пород дунитовых массивов связано с проникновением в них подвижной пегматитовой магмы, реагировавшей на вмещающую породу и дававшей начало продуктам реакции, значительно отличающимся по составу от первоначальной магмы. Эта магма, представляющая завершающие продукты кристаллизации всего комплекса, проникала большей частью в дунит по трещинам, локализованным в верхних и апикальных частях дунитовых куполов. Образующиеся таким образом тонкие жилки секущих дунит пород не проникали глубоко внутрь массива...» (Заварицкий, 1928, с. 5-6). Отсюда, наличие или отсутствие дайковых пород в зональных массивах может определяться их различным уровнем эрозионного среза.

многолетних картировочных По результатам работ О.К. Иванов В своем фундаментальном (1997)характеристику труде дал дайкам зональных массивов Платиноносного пояса Урала. Учитывая масштаб исследований, охватывающий все массивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Урале, О.К. Иванову удалось лишь привести обзорную характеристику даек, что, несомненно, сформировало основу для их дальнейшего изучения. Позже была дана достаточно подробная минералого-петрологическая И геохимическая характеристика горнблендитов Кытлымского и Светлоборского зональных клинопироксенит-дунитовых массивов и офиолитового комплекса Хабарнинского аллохтона (Готтман, 2010, 2014). Наряду с этим, горнблендиты были изучены с целью установления их генезиса, как пород вмещающих титаномагнетитовое оруденение качканарского типа, и не затронута тема об их взаимоотношениях с платинометалльной минерализацией в дунитклинопироксенит-габбровых комплексах Урала.

В пределах изучаемого Каменушинского массива отмечено широкое развитие дайковых и жильных тел (Зайцев, 1964ф; Иванов О., 1997; Телегин, 2006ф; Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Минибаев, 2016, 2017а, 2018б; Минибаев и др., 2017б; Stepanov et al., 2019; Степанов и др., 2021). Многообразие даек обуславливает необходимость их раздельного описания и систематизации. Дайковые И жильные образования получили развитие как R клинопироксенитовой, так и в дунитовой частях Каменушинского массива. По данным картирования и заверке данных на участках детализации определено, что дайки в среднем составляют не более 5 % массива в его периферических частях и до 10% в пределах дунитового ядра (Минибаев, 2016; Минибаев и др., 20176; Степанов и др., 2021). Дальнейшее детальное и систематическое изучение взаимоотношений дайковых и жильных тел с дунитами и

клинопироксенитами, слагающими массив, затруднительно без разделения дайковых и жильных пород на группы по характерным признакам.

В ходе изучения даек и жил, вопрос об их классификации и терминологии является одним из наиболее сложных (Спёрр и др., 1933; Lindgren, 1933; Anderson, 1951; Абдулаев, 1957; Татаринов, 1963; Смирнов, 1982; Ефремова, 1983; Hoek, 1991; Bons et al., 2012). Поэтому, приступая к рассмотрению дайковых и жильных тел и выявления их роли в эволюции Каменушинского массива вначале необходимо строго разделить понятия «дайка» и «жила».

Трактовка понятий «дайка» и «жила» в геологии неоднозначна, что изначально затрудняет их систематизацию. Так, согласно Геологическому словарю (1978), дайки – это пластинообразные четко ограниченные параллельными стенками тела магматических пород, образованные путем заполнения магмой тектонических трещин и разломов; также выделяются дайки, окончательное формирование которых в тектонических разломах завершается метасоматическим путем; и экзогенные дайки, образованные путём заполнения трещин осадочным материалом. По мнению С.А. Федотова (1982) дайка представляет исключительно интрузивное тело с секущими контактами, длина которого во много раз превышает ширину, а плоскости эндоконтактов практически параллельны. В ходе изучения особенностей выполнения тектонических трещин Д.А. Спенс и Д.Л. Теркотт пришли к выводу, что расплавленная магма, заполняющая трещины, остается там, затвердевает и, сформированная дайка, впоследствии трассирует геометрию трещины (Spence and Turcotte, 1985). К аналогичному выводу пришла Н.Л. Шаманина при комплексном изучении связи оруденения и даек, отнеся последние к магматическим образованиям представляющим продукты И заполнения трещин закристаллизовавшимся магматическим расплавом (Шаманина, 1997). В рудничной геологии, по Х.М. Абдулаеву (1957), пластинообразные, вертикально- или крутопадающие геологические тела, сложенные горными породами любого состава, ограниченные параллельными стенками вмещающих пород, в общем случае следует называть дайками, оставив термин «жилы» только для рудных образований. П.М. Татаринов (1963) называл жилами протяжённые в двух направлениях геологические тела, образовавшиеся либо в результате заполнения трещины минеральным веществом, либо вследствие метасоматического замещения горной породы вдоль трещин минеральными веществами. Позднее, В.И. Смирнов (1982) определял жилы, также как трещины в горных породах, выполненные минеральным веществом полезного ископаемого. П.Д. Бонс с коллективом авторов определяли жилу как результат переноса флюидов по сети трещин и в различной степени проявления взаимодействия «флюид-порода» с вариациями роста минералов как от центра к зальбандам, так и от зальбандов к центру (Bons et al., 2012).

Основное расхождение мнений заключается в определении роли магматических или гидротермально-метасоматических процессов, образующих горную породу, слагающую дайку

или жилу, а также принадлежности рудного вещества. Таким образом, отсутствие единого взгляда в терминологическом разделении понятий «дайка» и «жила» вынуждает исследователей в каждом отдельном случае производить их разделение самостоятельно.

Для Каменушинского массива ранее было определено (Минибаев, 2017а), что по морфогенетическим особенностям все геологические тела, выполняющие тектонические трещины и сложенные магматическими породами, образованными в результате кристаллизации силикатных расплавов, будут называться дайками, что соответствует современным представлениям (Healy et al., 2018; Magee et al., 2019; Yang S.J., Kim, 2022). Термин «жила» будет применим к одной из форм выделения хромитовой минерализации, при котором рудно-оксидное вещество выполняет трещины отрыва в еще не окончательно закристаллизованном оливиновом агрегате и формирует хромититы массивной текстуры (подробней в главе 4). Встречающиеся редкие образования гидротермально-метасоматического генезиса получили подчиненное развитие в пределах Каменушинского массива, в связи с чем, в рамках настоящей работы, целесообразней всего, будет не относить их к «дайковым» или «жилым» телам.

Для более детальной систематизации пород, слагающих дайки, целесообразно использовать геолого-генетическую классификацию магматических пород, которая базируется на общих принципах систематики кристаллических горных пород, включающей понятие о классах, отражающих основные геологические особенности формирования магматических пород. В настоящее время при разделении на классы возникает сложность, вызванная некоторыми различиями между Петрографическим кодексом (таблица 6) и ранее принятой классификацией, поддерживаемой большинством исследователей (таблица 7).

Таблица 6

Геолого-генетическая классификация магматических горных пород согласно

Петрографическому кодексу (2009)

Тип	Магматические горные породы								
Класс	Плут	онические	Гипабиссальные	Вулкан	лканические				
Подкласс	абиссальные	мезоабиссальные	-	приповерхностные	поверхностные				

Таблица 7

Геолого-генетическая классификация магматических горных пород согласно Классификации и номенклатуре...(1981), Магматические горные... (1983), Ю.Б. Марину (2015)

Тип	Магматические горные породы							
Класс	Интрузивные	(плутонические)	Эффузивные (вулканические)					
Полкласс	Глубинные	Жильные	_					
Подкласс	(абиссальные)	(гипабиссальные)						

Систематизация по Петрографическому кодексу достаточно подробна и в рамках исследования локального объекта трудноприменима. В связи с этим для даек Каменушинского массива удобнее использовать ранее принятую классификацию, где выделяется тип магматических горных пород; затем интрузивный (плутонический) класс, где по структурнотекстурным особенностям и условиям залегания можно выделить подклассы глубинных (абиссальных) и жильных (гипабиссальных) горных пород. Эффузивных (вулканических) горных пород в пределах массива не выявлено.

Глубинные породы подразделяются на отряды по содержанию кремнезёма (Классификация и номенклатура..., 1981; Магматические горные..., 1983; Петрографический кодекс, 2009; Марин, 2015). Жильные (гипабиссальные) породы согласно рекомендациям (Абдулаев, 1957; Ефремова, 1983; Магматические горные..., 1983; Чернышова, 2005) разделены также по номенклатуре глубинных пород с отражением характерной структуры. Таким образом, все породы, слагающие дайковые тела Каменушинского массива, по содержанию кремнезёма подразделены на четыре отряда: ультраосновного состава, основного состава, среднего состава и кислого состава.

Принимая во внимание направленность настоящей работы, важно отметить, что в целом глава преследует цель дать общие геолого-структурные, минералого-петрологические и геохимические особенности пород дайковых и жильных тел, способствующих пониманию взаимоотношений даек и жил между собой, а также определению их роли и места в эволюции Каменушинского массива, содержащего хромит-платиновую минерализацию. Химический состав пород, формирующих дайковые тела Каменушинского массива, а также типичных пород Павдинского плутонического комплекса представлен в таблицах 8 и 9, а также на классификационной диаграмме SiO₂-[K₂O +Na₂O] (рисунок 13).

Таблица 8

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	ПО
Шифр	8К	9К	10К	11К	12К	24К	25К	2П	5П	6П	ШО
SiO ₂	46,50	45,70	71,30	44,9	44,00	44,40	65,00	49,20	48,60	72,90	0,02
Al_2O_3	16,40	27,10	12,90	4,86	1,52	11,40	19,90	23,60	20,50	14,60	0,05
TiO ₂	1,65	0,45	0,02	0,50	0,11	0,87	0,08	0,45	1,25	0,19	0,01
FeO	7,51	3,25	1,83	5,96	3,93	6,91	0,88	3,39	3,36	1,02	0,25
Fe_2O_3	3,53	2,26	<0,30	5,99	5,49	3,86	0,34	1,63	2,89	0,36	0,30
MnO	0,24	0,13	0,03	0,20	0,17	0,29	<0,01	0,01	0,23	0,02	0,01
MgO	8,56	2,19	2,48	18,10	29,30	15,30	1,80	2,25	5,91	0,63	0,10
CaO	11,40	15,70	1,43	16,70	9,53	11,70	0,98	15,50	13,50	4,85	0,01

Содержание петрогенных элементов в дайковых породах Каменушинского массива и типичных породах Павдинского плутона, мас. %

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	ПО
Шифр	8К	9К	10К	11K	12К	24К	25К	2П	5П	6П	ΠΟ
Na ₂ O	2,65	2,46	4,08	0,42	<0,10	1,58	8,30	2,33	2,27	4,12	0,10
K ₂ O	0,32	0,14	3,64	0,10	0,02	0,37	0,13	0,15	0,14	0,22	0,01
P_2O_5	0,22	0,46	<0,05	<0,05	<0,05	0,26	<0,05	0,44	0,19	<0,05	0,05
ППП	0,42	0,31	0,75	1,71	4,70	2,15	0,75	1,03	0,69	0,73	
Σ	99,40	100,15	98,46	99,44	98,77	99,09	98,16	99,98	99,53	99,64	
Fe ₂ O _{306m}	11.90	5.87	2.30	12.60	9.85	11.50	1.32	5.39	12.00	1.49	

Примечание. Дайковые породы Каменушинского массива: 1 – амфиболовое габбро крупногрубозернистое; 2 – амфиболовое габбро среднезернистое; 3 – плагиогранит среднезернистый; 4 – клинопироксенит крупнозернистый; 5 – верлит грубозернистый; 6 – горнблендит среднезернистый; 7 – сиенит среднезернистый. Породы Павдинского плутона: 8 – амфиболовое габбро крупногрубозернистое; 9 – амфиболовое габбро среднезернистое; 10 – плагиогранит среднезернистый из дайки. ППП – потери при прокаливании, ПО – порог обнаружения

Таблица 9

Содержание редких элементов в дайковых породах Каменушинского массива и
типичных породах Павдинского плутона, г/т

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	ПО		
Шифр	8К	9К	10K	11K	12К	2П	5П	6П	no		
			Эле	менты гру	/ппы желе	еза					
Co	22,08	9,46	1,66	54,29	77,10	7,53	25,18	1,93	0,0002		
Ni	44,33	24,41	9,36	137,27	500,00	15,64	14,22	8,59	0,02		
V	169,74	155,12	6,07	248,95	105,00	115,80	274,38	11,50	0,03		
Cr	15,59	4,30	88,26	739,64	1970,00	16,37	11,36	12,84	0,03		
Группа транзитных элементов											
Cu	15,28	3,72	2,00	5,59	4,05	4,01	206,62	11,28	0,002		
Ga	13,08	17,90	8,62	5,74	2,72	13,11	14,80	9,17	0,001		
Ge	1,22	0,73	1,02	1,41	0,97	0,44	1,13	0,55	0,005		
Mo	0,07	0,04	0,20	0,08	0,79	0,05	0,04	0,11	0,0075		
Sn	0,79	0,23	0,11	0,26	0,88	0,26	0,34	0,08	0,003		
Sb	0,02	0,01	0,13	0,01	НПО	0,01	0,01	0,03	0,001		
Pb	2,32	1,74	21,06	0,32	НПО	0,01	0,60	3,95	0,01		
Zn	75,37	35,91	9,41	38,63	61,80	28,06	65,36	7,35	0,008		
	l I	Групп	а крупно	ионных л	итофильн	ых элемен	НТОВ	I			
Rb	7,45	0,93	47,28	5,51	НПО	0,93	0,43	2,02	0,0002		
Sr	993,57	924,24	288,93	38,35	26,20	1519,29	430,60	735,03	0,003		
	I I	l I			ļ	I	I	I			

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	ПО			
Шифр	8K	9К	10К	11K	12K	2П	5П	6П	no			
Cs	0,59	0,07	0,46	0,33	НПО	0,02	0,01	0,06	0,0004			
Ba	323,44	62,64	2083,49	8,31	8,21	71,00	61,75	123,16	0,0001			
Группа высокозарядных элементов												
Y	20,37	9,47	1,83	4,87	3,35	6,47	13,90	1,37	0,0002			
Та	0,50	0,06	0,12	0,03	НПО	0,08	0,12	0,12	0,0007			
Hf	1,39	0,43	0,43	0,28	0,10	0,48	0,71	1,24	0,0001			
Группа редкоземельных элементов												
La	11,55	3,94	7,88	0,53	0,47	9,11	4,40	6,77	0,001			
Ce	29,69	10,12	13,42	1,90	0,81	19,52	11,59	9,75	0,001			
Pr	4,79	1,59	1,41	0,45	0,19	2,60	1,87	0,88	0,0004			
Nd	23,03	8,16	4,68	2,88	1,13	11,34	9,46	2,67	0,0004			
Sm	5,83	2,10	0,76	1,14	0,51	2,44	2,63	0,34	0,001			
Eu	1,85	0,90	1,36	0,41	0,18	0,97	1,11	0,28	0,001			
Gd	5,85	2,24	0,82	1,31	0,55	2,31	2,97	0,38	0,0001			
Tb	0,81	0,33	0,07	0,20	0,08	0,29	0,47	0,04	0,0001			
Dy	4,67	2,03	0,33	1,12	0,60	1,63	2,97	0,22	0,0003			
Но	0,92	0,42	0,07	0,21	0,12	0,32	0,62	0,05	0,0004			
Er	2,63	1,24	0,19	0,55	0,30	0,88	1,83	0,18	0,0003			
Tm	0,37	0,18	0,03	0,07	0,04	0,12	0,26	0,03	0,0001			
Yb	2,35	1,13	0,23	0,42	0,22	0,76	1,61	0,26	0,0003			
Lu	0,35	0,18	0,04	0,06	0,05	0,11	0,25	0,06	0,0001			

Примечание. Дайковые породы Каменушинского массива: 1 – амфиболовое габбро крупногрубозернистое; 2 – амфиболовое габбро среднезернистое; 3 – плагиогранит среднезернистый; 4 – клинопироксенит крупнозернистый; 5 – верлит грубозернистый. Породы Павдинского плутона: 6 – амфиболовое габбро крупно-грубозернистое; 7 – амфиболовое габбро среднезернистое; 8 – дайковый плагиогранит среднезернистый. ПО – порог обнаружения, НПО – ниже порога обнаружения



Рисунок 13 – Классификационная диаграмма SiO₂-[K₂O +Na₂O] для интрузивных пород (по Rollinson, 1993; Скляров, 2001), где: 1-4 – дайковые породы Каменушинского массива: 1 – амфиболовое габбро крупно-грубозернистое; 2 – амфиболовое габбро среднезернистое; 3 – плагиогранит среднезернистый; 4 – сиенит среднезернистый; 5-7 – породы Павдинского плутона: 5 – амфиболовое габбро крупно-грубозернистое; 6 – амфиболовое габбро среднезернистое; 7 – плагиогранит среднезернистый из дайки

3.2. Дайки ультраосновного состава

Среди дайковых образований ультраосновного состава в пределах Каменушинского массива выделяются только интрузии верлитов, которые по показателю цветового индекса *M*[°] относятся к породам ультрамафического ряда (Петрографический кодекс, 2009).

Верлиты. Распространенность верлитовых тел не превышает 7% от общего количества дайковых пород массива. Дайки верлитов залегают среди дунитов, имеют с ними резкие границы, и практически всегда контактируют с дайками габбро; являются крутопадающими, характеризуются мощностью до 2 м и протяженностью до 30 м (редко до 40 м), обладают преимущественной субмеридиональной направленностью (рисунок 14а). В целом для даек верлитов характерно 3C3-CB простирание 280-30°. Протяженные тела верлитов также наблюдаются в клинопироксенитах каймы, где их контакты представляются нечеткими, то есть отмечается небольшая зона перехода верлитов в оливинсодержащие клинопироксениты с постепенным уменьшением содержания оливина (рисунок 14б). Подобные выделения верлитов, вероятно, являются апофизами характерных верлитовых образований сложной формы в периферийных частях дунитового ядра. Стоит отметить, что в сильно эродированных зональных массивах Платиноносного пояса Урала в пределах клинопироксенитовой каймы верлитовые образования не обнаруживаются (Иванов О., 1997).



Рисунок 14 – Блок-диаграмма взаимоотношений даек верлитов с вмещающими породами: а – субмеридиональная дайка верлитов, прорванная субпараллельно дайкой амфиболового габбро; б – протяженное тело верлитов в клинопироксенитах каймы. Условные обозначения: 1- дуниты, 2 – верлиты, 3 – амфиболовое габбро, 4 – оливиновые клинопироксениты, 5 – оливинсодержащие клинопироксениты

Тесная пространственно-временная ассоциация клинопироксенитовой каймы с телами верлитов, которые там обнаруживаются, отражена на минеральном составе последних: оливин – 60-80%, диопсид – 15-35%, вторичные амфибол – 1-5%, флогопит ~ 1%, а также серпентин+хлорит ~ 1%, акцессорный магнетит – 1-2%. Для верлитовых даек дунитового ядра минеральный состав более выдержан: оливин – 80-90%, диопсид – 5-20%, вторичные амфибол+флогопит+серпентин+хлорит – 1-2%, акцессорный магнетит ~ 1%. Магнетит в верлитах имеет незначительное распространение, встречается в виде отдельных изометричных кристаллов часто со скруглёнными рёбрами и вершинами. Буроватые каймы по краям зёрен и трещинам спайности оливина и клинопироксена, характерные для верлит-пегматитов, вероятно, являются продуктами окисления собственно оливина или клинопироксена (рисунок 15 а,б).



Рисунок 15 – Минералого-петрографические особенности верлитов в проходящем свете, где Ol – оливин, cPx – клинопироксен: a) среднезернистый верлит со следами окисления породообразующих

минералов (обособления буроватого цвета) при || николях, б – тоже при скрещенных николях, в – реликтовая венцовая структура верлита в крупнозернистом агрегате

В клинопироксенитовой кайме протяженные тела верлитов характеризуются среднекрупнозернистыми разностями с преобладанием пойкилитовых и порфировидных структур, что также наблюдалось в ряде массивов Платиноносного пояса Урала (Иванов О., 1997). В пределах дунитового обнаруживаются преимущественно крупно-грубозернистые же ядра И пегматитовые разности верлитов с зернами оливина до 4 см и гипидиоморфнозернистой структурой. Большей частью, моноклинный пироксен в шлифе встречается в виде призматических индивидов, при этом обнаруживается по периферии зерен оливина (рисунок 15в). Подобный характер распределения клинопироксеновых обособлений в шлифе указывает на развитие диопсида вокруг крупных индивидов оливина при формировании первичного верлитового агрегата с образованием венцовой структуры. С увеличением зернистости агрегатов увеличивается масштаб проявления серпентинизации породообразующих минералов. При этом оливины подвержены данному процессу в гораздо большей степени, чем клинопироксены.

3.3. Дайки основного состава

Дайки основного состава значительно преобладают над остальными телами дайковых пород Каменушинского массива (примерно 80% от общего числа даек). По цветовому индексу М` выделяется группа ультрамафитов, включающая клинопироксениты и горнблендиты, а также группа мафитов, в состав которой входит амфиболовое габбро.

Клинопироксениты. Доля развития даек клинопироксенитов в пределах дунитового ядра не превышает 5% от общего числа даек Каменушинского массива. Клинопироксениты преимущественно располагаются среди дунитов (рисунок 16а). Редко клинопироксениты встречаются совместно с дайками амфиболового габбро (рисунок 16б) и телами хромититов (рисунок 16в, 17), с которыми имеют резкие границы. Мощность клинопироксенитовых даек редко превышает 2 см. Подобные образования преимущественно имеют общую направленность, аналогичную верлитовым дайкам (ЗСЗ-СВ простирание 280-30°). Единично встречающиеся тела значительной мощности (до 40 см) имеют достаточно выдержанное субмеридиональное простирание.

Клинопироксениты имеют практически мономинеральный состав: породообразующий диопсид – 90-97%, акцессорный магнетит – 1-5%, вторичные амфибол+серпентин+хлорит – 1-5%. Среди структур клинопироксенитов преобладает панидиоморфнозернистая.



Рисунок 15 – Блок-диаграмма взаимоотношений даек клинопироксенитов с породами Каменушинского массива: а – крупная дайка клинопироксенитов в дунитах осложненная разрывным нарушением; б – дайка амфиболового габбро, секущая тела клинопироксенитов; в – дайки клинопироксенитов секущие хромититовые тела. Условные обозначения: 1- дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – амфиболовое габбро, 4 – хромититовые тела, 5 – разрывное нарушение



Рисунок 17 — Дайковое тело крупнозернистого клинопироксенита секущее сильно серпентинизированные дуниты и хромититы. Снимок в проходящем свете при скрещенных николях

Необходимо отметить, что размер зерен диопсида в клинопироксенитах, напрямую согласуется с мощностью дайкового тела. В мелких телах мощностью до 0,5-1,0 см обнаруживаются кристаллы диопсида, сопоставимые с мощностью дайки (рисунок 17), что отчасти позволяет отнести их к среднезернистым и крупнозернистым разностям соответственно. Однако в наиболее мощных редких дайках обнаруживаются индивиды диопсида размерами 7-8 см вплоть до 20 см (Высоцкий, 1913), что позволяет рассматривать структуру клинопироксенита как пегматоидную. Подобная характеристика указывает на идентичность клинопироксенитовых тел между собой, поскольку размерная характеристика

зернистости ограничена лишь размерами трещин, впоследствии заполненных клинопироксенитовым веществом. Отсюда, структурно-текстурные особенности даек клинопироксенитов могут указывать на их становление из остаточного клинопироксенитового расплава, сформировавшего клинопироксенитовую оболочку Каменушинского массива.

Особо примечателен контакт клинопироксенитов с хромититами во вмещающих дунитах (рисунок 17). Во-первых, эти вмещающие дуниты относятся к порфировидным типам дунитов, чья локализация связана с полями развития фациальных контактов дунитов различных по зернистости. Во-вторых, дайка клинопироксенита имеет секущее положение к хромититу и субсогласную к нему ориентировку.

Горнблендиты. В группе основных пород ультрамафического ряда горнблендиты играют ведущую роль и составляют порядка 10% от общего объёма пород, выполняющих дайковые тела. Горнблендиты большей частью распространены среди дунитов (рисунок 18а,б), однако встречаются и в пределах клинопироксенитовой каймы (рисунок 18в), где они формируют извилистые тела, имея достаточно резкие контакты с клинопироксенитами. В целом горнблендиты в пределах клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала встречаются достаточно часто и представлены двумя типами: массивные образования и дайки (Высоцкий, 1913; Фоминых, 1987; Иванов О., 1997; Готтман, 2014). Горнблендиты Каменушинского массива с характерными минералого-петрографическими и структурнотекстурными особенностями образуют дайки двух типов: 1) горнблендиты ассоциирующие с дайками амфиболового габбро; 2) собственные горнблендитовые дайки.

Горнблендиты первого типа встречаются вместе с дайками амфиболового габбро (рисунок 18а), имея при этом с ними постепенные (фациальные) контакты. Вместе с амфиболовым габбро горнблендиты образуют тела субмеридиональной направленности (ССЗ-ССВ 340-20°), мощностью до 5 м и протяженностью до 100 м.



Рисунок 18 — Блок-диаграмма взаимоотношений даек горнблендитов с породами Каменушинского массива: а – дайковые тела горнблендитов и амфиболового габбро в дунитах; б – дайки горнблендитов в

дунитах прорванные телами амфиболового габбро; в – дайки горнблендитов в клинопироксенитах. Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – горнблендиты, 3 – амфиболовое габбро, 4 – клинопироксениты

Горнблендиты, ассоциирующие с амфиболовым габбро, имеют переменный минеральный состав (рисунок 19а,б): амфибол – 85-95%, плагиоклаз (Ап₄₃₋₄₆) – 1-15%, акцессорный магнетит 1%, апатит 1%, вторичный биотит ~ до 4%. серпентин+хлорит+карбонат ~ 1%. Амфибол имеет пограничный состав между эденитом и магнезиогастингситом (Степанов и др., 2021). Плагиоклаз в горнблендитах большей частью соссюритизирован. Горнблендиты данного типа характеризуются мелко-среднезернистым строением, текстурно-структурной неоднородностью с изредка выделяющимися порфировидными разностями.



Рисунок 19 – Минералого-петрографические особенности горнблендитов Каменушинского массива, где Pl – плагиоклаз, Amf – амфибол. Снимки в проходящем свете: а – плагиоклазсодержащий горнблендит, приуроченный к дайке амфиболового габбро, при || николях; б – то же при скрещенных николях; в – горнблендит, выполняющий собственную дайку, при скрещенных николях

На ранних этапах петрологического изучения зональных массивов Платиноносного пояса Урала (Duparc, 1910; Заварицкий, 1956; Воробьева, 1962) плагиоклазовые горнблендиты нередко именовали иситами, что получило широкое распространение при региональных исследованиях. Однако, ввиду неоднозначности термина «исит» (Петрографический кодекс, 1995; Готтман, 2014) его не рекомендуется использовать для определения плагиоклазовых горнблендитов, а в последних версиях Петрографического кодекса (2009) он не упоминается вовсе. Горнблендиты, содержащие значительное количество плагиоклаза, иногда вмещают линзовидные выделения сильно соссюритизированных плагиоклазитов (рисунок 20), вероятно, являющихся продуктами кристаллизации интеркумулусного расплава (Чернышова, 2005).



Рисунок 19 – Жилообразное тело плагиоклазитов (2) в плагиоклазовом горнблендите (1)

Горнблендиты второго типа встречаются реже относительно горнблендитов первого типа. В редких случаях они также обнаруживаются вместе с амфиболовым габбро, занимающего секущее положение (рисунок 186). Горнблендиты данного типа формируют дайки мощностью до 0,5 м и ССЗ-ССВ 330-30° ориентировкой при протяженности, не превышающей 40 м.

Горнблендиты слагающие самостоятельные дайки по составу близки к мономинеральным (рисунок 19в): амфибол – 96-99%, плагиоклаз ~ 1%, акцессорный магнетит ~ 1%, апатит ~ 1%, вторичный биотит до 2%, серпентин+хлорит+карбонат ~ 1%. Горнблендиты второго типа включают разности с мелко-, средне- и крупнокристаллической структурой; также отмечались находки горнблендитовых пегматитов.

Амфиболовое габбро относится к мафическим породам и представлено широким спектром текстурно-структурных разновидностей. Дайки амфиболового габбро получили наибольшую распространенность в пределах Каменушинского массива, которая составляет порядка 65% от всех дайковых образований. Амфиболовое габбро формирует крутопадающие вытянутые преимущественно в субмеридиональном C3-CB 320-40° направлении дайки мощностью до 8 м и протяжённостью прослеживаемую до 100 м. В дайках амфиболового габбро, имеющих резкие контакты с дунитами (рисунок 21а), клинопироксенитами (рисунок 16б), горнблендитами (рисунок 18б), верлитами (рисунок 14а,б), редко обнаруживаются ксенолиты вмещающих пород (рисунок 22 а,б), формирующих эруптивные брекчии. Тела амфиболового габбро секутся плагиогранитами (рисунок 216).

Дайки амфиболового габбро получили превалирующее распространение в пределах дунитового ядра, где наибольшее их количество сосредоточено в полях развития порфировидных сильно серпентинизированных дунитов. Тела амфиболового габбро также

наблюдаются в клинопироксенитовой кайме, где характеризуются извилистой формой, меньшей мощностью (редко более 0,5 м) и хаотичной ориентировкой (рисунок 21в).



Рисунок 21 – Блок-диаграмма взаимоотношений даек амфиболового габбро с породами Каменушинского массива: а – дайки амфиболового габбро секущие дуниты; б – дайка амфиболового габбро, прорванная плагиогранитами; в – дайковые тела амфиболового габбро в клинопироксенитовой кайме. Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – амфиболовое габбро, 3 – плагиограниты, 4 – метасоматиты хлорит-флогопит-серицит-талькового состава; 5 – реликты дунитов, амфиболового габбро, горнблендитов; 6 – скрытокристаллический серпентин (офит); 7 – клинопироксениты



Рисунок 22 – Ксенолиты верлитов (а) и горнблендитов (б) в дайках амфиболового габбро

Наиболее примечателен контакт амфиболового габбро с верлитами. Данный контакт сопровождается выделением мощностью до 1 см, который сложен гипидиоморфнозернистым амфиболом (не более 40%) и ксеноморфным магнетитом (рисунок 23). На контакте с данным образованием в габбро отмечается повышенное содержание апатита.

Минералого-петрологические особенности амфиболового габбро крайне разнообразны, однако по текстурно-структурному облику выделяется две группы, отражающие специфику

породообразующей среды: 1) габбро от мелко- до грубозернистого и габбро-пегматиты, относящиеся к полнокристаллическим породам, отражающие условия обеспечивающие относительно медленную кристаллизацию магмы; 2) микрогаббро и габбро-порфириты, сформированные в результате быстрой кристаллизации магматического расплава.



Рисунок 23 – Переход от габбро к верлитам (по направлению красной стрелки) через магнетитамфиболовую зону в дайке, где Pl – плагиоклаз, Amf – амфибол, Mag – магнетит, cPx – клинопироксен, Ol – оливин. Снимок в проходящем свете при скрещенных николях

Амфиболовое габбро первой группы характеризуются значительными количественными вариациями породообразующих минералов: плагиоклаз (Ап₄₃₋₄₇) – 50-80%, амфибол – 15-45%, акцессорные: апатит 1-5%, магнетит ~1%, плагиоклаз (An₂₋₅) – 0-1%, вторичный биотит±хлорит -1-4%, \pm тонкие выделения скрытокристаллического серпентина (офита по Иванову О., 1997). Амфибол по составу отвечает магнезиогастингситу (Степанов и др., 2021). Структура аллотриморфнозернистая, обусловленная изометричными зернами плагиоклаза и вытянутыми индивидами амфибола при их общем слабом идиоморфизме (рисунок 24а). Для гигантозернистых разностей характерна пегматоидная структура с элементами пойкилитовой. Также наблюдается развитие структур, обусловленных динамическими подвижками, выражающихся в появлении деформированных зёрен плагиоклаза, на что указывает их мозаичное погасание в шлифах. Акцессорный магнетит встречается в незначительных количествах, однако изредка обнаруживаются скопления как идиоморфных зерен данного минерала, так и ксеноморфных образований, получивших преимущественное развитие по периферии индивидов амфибола (рисунок 24б). Вторичный биотит (рисунок 24в) и хлорит (рисунок 24г) псевдоморфозно замещают амфибол и в незначительных количествах встречаются повсеместно. Среди вторичных процессов также оказавших влияние на минералогический состав амфиболового габбро отмечается соссюритизация и пелитизация плагиоклаза (рисунок 24д,е,з).



Рисунок 24 – Минералого-петрографические особенности амфиболового габбро Каменушинского массива, где Pl – плагиоклаз, Amf – амфибол, Mag – магнетит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Ap – апатит: а) среднезернистое амфиболовое габбро; б) выделения акцессорного магнетита; в) развитие псевдоморфозы амфибола биотитом; г) частичное замещение амфибола хлоритом; д) апатитсодержащее амфиболовое габбро с пелитизированным и соссюритизированным плагиоклазом; е) то же; ж) мелкозернистое порфировидное амфиболовое габбро; з) переход амфиболового габбро в горнблендиты (по направлению красной пунктирной стрелки)

Примечание. Снимки в проходящем свете: а, е, ж – при скрещенных николях; б, в, г, д, з – при || николях

Габбро-пегматиты распространены в основном в центральных частях дунитового ядра и встречаются как в виде самостоятельных даек, так и в виде сложноветвящихся тел в пределах развития даек амфиболового габбро. Они характеризуются более широким распространением амфибола, в крупных кристаллах (до 15 см) которого обнаруживаются включения среднего плагиоклаза (An₄₀₋₅₀) (рисунок 25а). Кристаллизация пегматитов из остаточного расплава, обогащённого летучими компонентами, обуславливает повышенное содержание акцессорного апатита (до 5%). Габбро и габбро-пегматиты отличаются кристалломорфологической неоднородностью и сложным взаимоотношением породообразующих минералов. По характеру распределения последних в большинстве даек наблюдается закономерность, выражающаяся в концентрации амфибола на периферии дайковых тел с последующим уменьшением её количества к центральной части (рисунок 25в). В то же время для более мощных даек габбро (~от 0,5 м и более) амфибол образует наибольшие скопления как в перифирийных частях дайковых тел, так и в их центральной части (рисунок 24г).

Амфиболовое габбро второй группы, обладающее микрокристаллической и порфировидной структурой (рисунок 24ж), формировалось, вероятнее всего, при быстрой кристаллизации магматического расплава. Для порфировых вкрапленников плагиоклаза часто отмечается мозаичное погасание, что свидетельствует об их деформации. Габбро данной группы имеет такой же состав породообразующих, акцессорных и рудных минералов, как и габбро первой группы. Он отличается повышенным содержанием тонкокристаллических вторичных минералов в плагиоклазах, возникших в результате процессов соссюритизации и пелитизации, наиболее широко развитых в микрогаббро и габбро-порфиритах.

Среди вторичных процессов, фиксируемых в амфиболовом габбро обеих групп, следует упомянуть о тулитизации – замещении плагиоклаза марганцевым цоизитом (тулитом). В результате чего образуется тулитовое габбро (рисунок 25б), что в целом отмечалось в клинопироксенитовом Качканарском массиве Платиноносного пояса Урала (Фоминых, 1967).

Постепенный переход габбро в горнблендиты происходит через порфировидные разновидности габбро (рисунок 25д), где крупные кристаллы амфибола (до 3-4 см) представлены на фоне более мелкозернистой массы породы, в которой плагиоклаз практически полностью соссюритизирован (рисунок 24з). Характер структурного положения дайковых тел амфиболового габбро и горнблендитов и особенности петрографии этих пород делают их родство очевидным фактом. Дальнейшие исследования на основе поликомпонентного химического анализа также это подтверждают (Степанов и др., 2021). Закономерность распределения разностей по зернистости в пределах дайковых тел не была обнаружена, причём от микрогаббро до грубозернистого габбро и габбро и габбро-пегматитов переход отчетливый, но не

резкий (рисунок 25е), что указывает на многофазную природу становления даек амфиболового габбро.



Рисунок 25 – Структурно-вещественные особенности даек амфиболового габбро Каменушинского массива, где белый минерал с серовато-бежевым оттенком – плагиоклаз, черный минерал с темно-серым оттенком – амфибол: а) включение плагиоклаза в крупном кристалле амфибола из габбро-пегматитов; б) крупнозернистое тулитовое габбро (розовое – тулит); в-г) фрагменты даек габбро пегматитов; д) переход

(слева направо) крупнозернистого габбро в горнблендит; е) чередование среднезернистого габбро с микрогаббро (характерны включения идиоморфных кристаллов среднего плагиоклаза)

По содержанию петрогенных элементов амфиболовое габбро Каменушинского массива и Павдинского плутона соответствует габброидам умеренно-щелочного ряда (рисунок 13). Химизм амфиболового габбро обоих массивов отражает особенности базитового мантийного магматизма Урала и островодужную природу Уральского платиноносного пояса (рисунок 26а). Наряду с этим амфиболовое габбро формировалось на поздних стадиях развития островодужного кальциево-щелочного магматизма, о чем свидетельствует их переходный состав (рисунок 26б). Отмечается, что в ходе эволюции базитового магматизма происходит изменение петро- и геохимических условий, что приводит к смене маловодных преимущественно габбро-норитовых серий на серии водных амфиболовых габбро, где содержание петрогенных элементов (особенно в амфиболовых габбро дайковых тел) отражает также состав толеитов (Ферштатер, 2013).



Рисунок 26 – Бинарные диаграммы составов габбровых пород Каменушинского массива (1) и Павдинского плутона (2), где ARC – вулканиты островных дуг, MORB – магматические породы срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, TH – породы толеитового магматизма, CA – породы кальциево-щелочного магматизма: а) диаграмма V-Ti/1000 (по Shervais, 1982); б) диаграмма V-Cr (по Miyashiro et al., 1975)

Учитывая широкое развитие даек амфиболового габбро, И приуроченность Каменушинского массива к крупному габбровому Павдинскому плутону важно определить степень соответствия амфиболового габбро даек из клинопироксенит-дунитового массива и аналогичных пород, формирующих собственно габбровый плутон. Для этой цели были отобраны средне- и крупнозернистое габбро из даек Каменушинского массива и идентичные разности из Павдинского плутона. Наиболее значимым признаком генетического родства даек с крупными интрузивными телами является наследование дайковыми породами петрохимических особенностей (Чернышова, 1996, 2005). Сделав предположение 0

генетическом родстве, и анализируя химический состав пород, необходимо учесть, что вещественный состав габброидов Павдинского плутона отражает главный объем кристаллизующегося расплава, в то время как химический состав амфиболового габбро дайковых образований Каменушинского массива обусловлен их формированием из остаточного расплава в условиях его внедрения в прототектонические трещины при взаимодействии с вмещающими породами. В связи с этим содержание петрогенных элементов в габбро может иметь значительную дисперсию. Для решения поставленной задачи необходимо обратить внимание на характер распределения редкоземельных элементов (рисунок 27), являющихся наиболее инертными при различных наложенных процессах и большей частью отражающих первично магматическую природу.



Рисунок 27 – Распределение редкоземельных элементов в амфиболовых габбро Каменушинского массива (1,4) и Павдинского плутона (2,3), где 1 и 2 – крупно-грубозернистое габбро, 3 и 4 – среднезернистое габбро

Примечание. Нормализация содержаний РЗЭ проведена на примитивную мантию по McDonough and Sun, 1995

По содержанию РЗЭ амфиболовое габбро в значительной степени обогащено относительно концентраций подобных элементов в примитивной мантии. Также обращает на себя внимание пониженные содержания тяжелых РЗЭ относительно легких, что в первую очередь обусловлено присутствием амфибола, коэффициенты накопления легких РЗЭ для которого достаточно высоки (Rollinson, 1993; Скляров, 2001). Повышенные содержания легких РЗЭ в крупнозернистых разностях амфиболового габбро обусловлено литофильным

поведением данных элементов с характерным увеличением их концентрации в более поздних продуктах кристаллизации магмы (Геохимия редкоземельных..., 1985). В целом низкая дисперсия концентраций редкоземельных элементов в амфиболовых габбро даек Каменушинского массива и Павдинского плутона, а также схожее положение графиков в отдельности для крупно-грубозернистых и среднезернистых разностей свидетельствуют о едином источнике магматического расплава и как следствие их генетическое родство.

3.4. Дайки среднего состава

Магматические горные породы среднего состава в пределах Каменушинского массива встречаются крайне редко и представлены сиенитами, которые по цветовому индексу *M*` относятся к породам фельзического ряда.



Рисунок 28 – Дайковое тело сиенитов секущее дайку плагиогранитов. Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – амфиболовое габбро, 3 – плагиограниты, 4 – сиениты, 5 – метасоматиты хлорит-флогопит-серицит-талькового состава; 6 – реликты дунитов, амфиболового габбро, горнблендитов

Сиениты получили локальное распространение в пределах Каменушинского массива. Анализ количественной распространённости сиенитов (не более 3% ОТ всех дайковых пород) выявляет отчётливую зависимость данных интрузий от распространённости крупных тел гранитоидов, которых В сиениты обнаруживаются в центральных частях в виде образований неправильной формы мощностью не более 1 м (рисунок 28). Учитывая крайне редкую встречаемость сиенитовых даек, а также сложность их морфологии, оценка протяженности подобных образований на данный момент остается открытым вопросом.

Контакт между плагиогранитами и сиенитами нечеткий, что, вероятно, указывает на образование сиенитовой магмы в результате эволюции кислого гранитного расплава, из которого сформировались дайки гранитоидов. Сиенитовые тела характеризуются достаточно простым и выдержанным в пределах массива минеральным составом (рисунок 29а): К-Na полевой шпат – 60-75%, плагиоклаз олигоклаз-андезинового состава (An₂₅₋₄₀) – 20-25%, кварц – 1-5%, амфибол до 5%, акцессорный магнетит ~ 1%, вторичные флогопит – до 3%, хлорит – до 2%. Достаточно высокие для сиенитов содержания кварца (Заварицкий, 1956) и близость

химического состава к кварцевым сиенитам (рисунок 13) также подчеркивают их контроль гранитными интрузиями и унаследованность химизма кислого расплава.



Рисунок 29 – Минералого-петрографические особенности дайковых сиенитов Каменушинского массива, где Fsp – K-Na полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Amf – амфибол, Q – кварц, Chl – хлорит, Flg – флогопит: а) минеральный состав мелкозернистого сиенита; б) равномернозернистая структура среднезернистого сиенита. Снимки в проходящем свете при скрещенных николях

Структура сиенитов равномернозернистая (рисунок 296), редко порфировидная (характерна для контактовых зон с плагиогранитами). Они представлены большей частью средне- и крупнозернистыми разностями, но иногда встречаются пегматиты с развитием крупных изометричных кристаллов полевых шпатов. Полевые шпаты и кварц в шлифе имеют часто мозаичное погасание (рисунок 29в), что отражает наложенные процессы пластической деформации.

3.5. Дайки кислого состава

Среди интрузивных образований кислого состава, получивших распространение в пределах Каменушинского массива выделяются тела лейкократовых плагиогранитов и гранитных пегматитов, относящихся по цветовому индексу *M*[°] к фельзическим породам.

Граниты, составляющие порядка 10% от всех дайковых пород Каменушинского массива, образуют линзовидные дайки мощностью до 1,5 метров, вытянутые в субмеридиональном направлении, протяжённостью, как правило, не более 50 метров. Дайки гранитов были встречены лишь в пределах распространения тел амфиболового габбро. Взаимоотношение гранитов с вмещающими интрузивными габбро иллюстрируется как достаточно чёткими прямолинейными (рисунок 196, 28), так и извилистыми контактами, нередко сопровождающимися развитием гидротермально-метасоматитических образований сложного состава (хлорит, флогопит, серицит, тальк, ± амфибол, карбонат, серпентин), включающих редкие реликты амфиболового габбро, горнблендитов, клинопироксенитов, верлитов (рисунок 30а). Интенсивность развития пород гидротермально-метасоматического

генезиса на контактах между амфиболовым габбро и дайками гранитов прямо пропорциональна их мощности.



Рисунок 30 – Взаимоотношение даек плагиогранитов с породами Каменушинского массива: а) дайка плагиогранита с развитыми зонами метасоматитов и реликтовыми останцами тел амфиболового габбро; б) тело катаклазитов в мощной плагиогранитной дайке. Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – амфиболовое габбро, 3 – плагиограниты, 4 – гидротермально-метасоматические образования хлорит-флогопит-серицит-талькового состава, 5 – апогранитные катаклазиты; 6 – реликты дунитов, амфиболового габбро, горнблендитов, клинопироксенитов, верлитов; 7 – реликты плагиогранитов

Редко дайки гранитов имеют контакт с ультраосновными породами массива (рисунок 21б), характеризующийся развитием сравнительно мощных тел гидротермальнометасоматических пород (до 0,7 м), в которых обнаруживаются ксенолиты габбровых пород и серпентинизированных дунитов, а также клинопироксенитов, верлитов и горнблендитов, хотя в значительно меньшей мере.

Плагиограниты и гранитные пегматиты характеризуются сложным составом (рисунок 31а): кварц – 12-30%, плагиоклаз (An₂₀₋₂₃) – 30-40%, K-Na полевой шпат – 25-30%, флогопит – 3-8%, мусковит – 2-5%, акцессорные: турмалин до 5%, гранат андрадитового состава до 5%, апатит ~1%, магнетит ~1%. Также в шлифах были обнаружены единичные зерна топаза (рисунок 316). Увеличение количества акцессорных нерудных минералов в плагиогранитах, а в особенности в гранитных пегматитах, всегда сопровождается увеличением содержания мусковита до 10-15%, что в целом характерно для данных пород, встречаемых в других геологических обстановках (Ферсман, 1940). Рудный минерал, представленный магнетитом, встречается крайне редко в виде мелких идиоморфных зёрен, продукты окисления которых распространяются как по границам зёрен K-Na полевого шпата и плагиоклаза, так и по деформационным трещинам этих зёрен (рисунок 31в,г).



Рисунок 31 – Минералого-петрографические особенности гранитов Каменушинского массива, где Fsp – К-Na полевой шпат, Q – кварц Pl – плагиоклаз, Mag – магнетит, Phl – флогопит, Ms – мусковит, Tur – турмалин, Tpz – топаз: a) среднезернистый турмалинсодержащий плагиогранит с мозаичным погасанием К-Na полевой шпат; б) топаз в среднезернистом плагиограните; в) среднезернистый плагиогранит с продуктами окисления магнетита и ожелезнённым флогопитом; г) то же; д) блоковое погасание кварца в среднезернистом плагиограните; е) мозаичное погасание плагиоклаза в среднезернистом плагиограните; ж) порфировидные вкрапленники K-Na полевого шпата (крупные выделения сероватого цвета) в мелко-

среднезернистом плагиограните; з) гранитный пегматит с симплектитовыми прорастаниями кварца в К-Na полевого шпата

Примечание. Снимки в проходящем свете: а, б, г, д, е, ж – при скрещенных николях; в – при || николях

Структура плагиогранитов от мелко- до крупнозернистой, однако нередко характерна частичная неоднородность, обусловленная наличием крупных вкрапленников полевых шпатов в более мелкозернистой массе (рисунок 31ж). Для гранитных пегматитов характерна классическая пегматитовая структура, которая выражается в появлении кварцевых ихтиоглиптов (рисунок 31з), что свидетельствует об эвтектической кристаллизации минералов пегматитов из остаточного расплава. Из всех вышеописанных пород гранитоиды в наибольшей степени отражают следы деформации, фиксируемой в шлифах повсеместным блоковым погасанием кварца (рисунок 31д) и мозаичным погасанием К-Na полевых шпатов (рисунок 31а) и плагиоклазов (рисунок 31е). Данный факт, а также появление порфировидных вкрапленников полевых шпатов, указывают на проявление катаклаза гранитов, что подтверждается полевыми наблюдениями – обнаружением апогранитных катаклазитов в периферийных частях наиболее крупных гранитных тел (рисунок 306).

В целом гранитные тела в пределах клинопироксенит-дунитовых массивов Уральского Платиноносного пояса встречаются крайне редко (Иванов О., 1997) и их природа практически не изучена. По химическому составу гранитоиды Каменушинского массива и Павдинского плутона отвечают гранитам нормально-щелочного ряда (рисунок 13). Учитывая историю формирования гранитоидов и возможные воздействия на них наложенных процессов, содержание петрогенных элементов может сильно варьировать, что не позволяет сделать предположения о природе этих пород. Отсюда, для оценки петрогеохимической природы дайковых гранитоидов Каменушинского массива и Павдинского плутона проведен анализ распределения редкоземельных элементов (рисунок 32), являющихся высокочувствительными геохимическими индикаторами первично магматических процессов (Балашов, 1976).

Распределение РЗЭ в гранитоидах рассматриваемых массивов отличается невысоким значением величин суммарного содержания редкоземельных элементов (таблица 9). Практически идентичный характер распределения РЗЭ в плагиогранитах Каменушинского массива и плагиогранитах Павдинского плутона указывает на единый источник породообразующего расплава (рисунок 32). Из гранитоидов всех серий пород, формирующих Платиноносный пояс Урала, плагиограниты Каменушинского массива и Павдинского плутона в наибольшей степени соответствуют лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной серии (ЛАП), породы которой сформировались в результате анатексиса. Анатектический расплав при этом соответствовал мафитовому составу, что обусловлено субстратом амфиболового габбро (Ферштатер, 2013). Возрастание величины отношения La/Yb (4,64—17,55—23,69 от

гранитоидов ЛАП-серии к гранитоидам Павдинского плутона и гранитоидам Каменушинского массива соответственно), характеризующее соотношение легких и тяжелых редкоземельных элементов, вероятней всего свидетельствует о накопление легких РЗЭ в ходе дифференциации расплава (Балашов, 1976; Геохимия вулканитов..., 1986; Артеменко, 1995; Трунилина и др., 2002; Moyen, 2009).



Рисунок 32 – Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Урала: 1 – дайковый плагиогранит Павдинского плутона; 2 – дайковый плагиогранит Каменушинского массива; 3-5 – гранитоиды Тагильской вулканогенной зоны: 3 – гранитоиды Тагильского габбро-гранитоидного и габбро-сиенитового массива; 4 – дайковые плагиограниты Ревдинского габбро-плагиогранитоидного массива; 5 – лейкограниты ауэрбаховской габбро-гранитоидной серии; 6 – плагиограниты лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной (ЛАП) серии Платиноносного пояса Урала; 7-8 – гранитоиды Магнитогорской вулканогенной зоны: 7 – гранитоиды Магнитогорского массива; 8 – гранитоиды Кассельского массива; 9 – плагиограниты Кирпичненского расслоенного массива; 10 – дайковые гранитоиды Кокпектинского офиолитового массива; 11 – гранитоиды из подошвы Хабарнинского офиолитового массива; 12-16 – гранитоиды габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных формации: 12 – Пластовского массива; 13 – Челябинского массива; 14 – Чернореченского массива; 15 – Верхисетского массива; 16 – Степнинского массива; 17 – граниты мигматит-плутонов варламовского комплекса; 18 – граниты интрузивного санарского комплекса; 19-20 – граниты континентальной зоны: 19 – ватихского комплекса; 20 – мурзинского комплекса.

Примечание. Нормализация содержаний РЗЭ проведена на хондрит по Boynton (1984). Данные о содержаниях РЗЭ в гранитоидах различных типов и возрастные характеристики даны по Г.Б. Ферштатеру (2013) с учетом ссылок в этой работе.

Дайковые гранитоиды имеют высокие коэффициенты накопления европия (σEu) 24,23 и 8,09 (для Каменушинского массива и Павдинского плутона соответственно), что указывает на значительные процессы фракционирования плагиоклаза и отраженно в петрологическом составе плагиогранитов. При этом отмечается, что σEu плагиогранитов Каменушинского массива имеет значительно более высокое σEu по сравнению σEu плагиогранитов Павдинского плутона. Это может быть обусловлено минеральным составом субстрата амфиболового габбро (плагиоклаз + амфибол) и наличием плагиоклаза как реститовой фазы при плавлении (Скляров, 2001). Отсюда, высокое значение σEu плагиогранитов Каменушинского массива, вероятно, является следствием увеличения роли контаминационных процессов в ходе развития породообразующей системы и, как следствие, несколько более позднее становление плагиогранитов Каменушинского массива по сравнению с плагиогранитами Павдинского плутона.

Таким образом, по характеру распределения редкоземельных элементов интрузии плагиогранитов Каменушинского массива в высокой степени соотносятся с дайковыми плагиогранитами Павдинского плутона, наследуют основные петрохимические черты и вместе отличаются однонаправленным изменением основных геохимических характеристик в процессе своего становления. Более высокие содержания *σEu* и легких РЗЭ в гранитах Каменушинского массива по сравнению с плагиогранитами Павдинского плутона свидетельствуют о становлении даек плагиогранитов Каменушинского массива в несколько более позднее время из высокодифференцированного расплава. Наряду с этим распределение РЗЭ в гранитоидах Каменушинского массива и Павдинского плутона указывает на их родство с плагиогранитами ЛАП-серии, образовавшимися в начальную стадию субдукции в венлок-лудловскую эпоху силура (Ферштатер, 2013).

3.6. Пространственно-временные взаимоотношения дайковых тел Каменушинского массива

Особенность размещения даек в пространстве является важным критерием при оценке их роли в эволюционном развитии массива и сопряженного с ним оруденения (Абдулаев, 1957; Ефремова, 1983; Шаманина, 1997; Wilson and Prendergast, 2001; Чернышова, 2005). Обобщение результатов картирования дайковых тел, включающих их структурно-вещественную характеристику, позволяет установить не только их общие закономерности размещения, но и выявить пространственно-временную и генетическую связь даек между собой. Таким образом, резюмируя всё выше сказанное, следует рассмотреть дайковые тела в порядке их образования на основе геолого-структурных и петрохимических особенностей.

Наиболее ранними представителями даек Каменушинского массива выступают клинопироксенитовые тела, сформировавшиеся, вероятно, из остаточного расплава, образующего клинопироксенитовую кайму. На это указывают: 1) крупнокристаллическое строение даек клинопироксенитов, зачастую ограниченное лишь размерами данных тел; 2) секущее положение даек иного состава по отношению к телам клинопироксенитов.

В характере размещения даек клинопироксенитов в пределах Каменушинского массива, наиболее важным наблюдением является установление субсогласного контакта этих даек с телами хромититов. Как уже было сказано, в зональных массивах дунит-клинопироксенитгаббровой формации наиболее значимой закономерностью размещения тел хромититов, включающих хромит-платиновую минерализацию, является их локализация в зонах фациальных контактов дунитов различных по зернистости. По своей сути, эти поля фациальных переходов дунитов различных по зернистости отражают первичную магматическую неоднородность этих массивов, что согласуется с моделью становления зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, предложенной С.Ю. Степановым (2018б).

Известно, что, при давлении магматического расплава большем, чем сжимающее напряжение, действующее перпендикулярно ранее существовавшим трещинам, магма будет внедряться вдоль ранее существовавших трещин (Tibaldi and Bonali, 2017; Yang and Kim, 2022). В целом, этот вывод подтвердил ранее выдвинутую гипотезу о том, что при дайкообразовании магматическому расплаву легче внедриться по ранее существовавшим трещинам и ослабленным зонам, чем образовать новые разломы (Delaney et al., 1986; Spacapan et al., 2016). В этой связи целесообразно заключить, что дайки клинопироксенитов указывают на унаследованность своей ориентировки в зоне развития первичных неоднородностей, возникших на магматическом этапе становления Каменушинского массива.

Вслед за клинопироксенитами формировались дайки верлитов, которые могут являться продуктом кристаллизации остаточного расплава, сформировавшего крупные верлитовые тела по периферии дунитового ядра. О более позднем происхождении подобных даек свидетельствуют протяженные тела верлитов в клинопироксенитовой кайме, где наблюдается небольшая зона перехода верлитов в оливинсодержащие клинопироксениты и затем в мономинеральные клинопироксениты, а также резко секущее положение верлитов в дунитовом ядре.

О характере размещения горнблендитов стоит остановиться отдельно. Как было сказано, в пределах Каменушинского массива они представлены горнблендитами, ассоциирующими с дайками амфиболового габбро (I тип), и собственными горнблендитовыми дайками (II тип). Тела горнблендитов, имеющие постепенный контакт с амфиболовым габбро, генетически тесно связаны. Специфические контактовые зоны горнблендитов и амфиболового габбро,

характеризующиеся отсутствием резких границ наряду с чередованием этих пород, отражают изменения условий породообразующей среды. Так, уменьшение доли плагиоклаза и, как следствие, повышение количества амфибола связано с увеличением водного давления подавляющего кристаллизацию плагиоклаза и делая амфибол более устойчивой фазой (Готтман, 2014 и ссылки в этой работе).

Геолого-структурное положение собственных даек горнблендитов, указывает на их становление в более ранее время по отношению к горнблендитам связанным с дайками габбро. В ходе изучения горнблендитов Светлоборского массива, являющегося одним из ближайших массивов дунит-клинопирексенит-габбровой формации, были выделены аналогичные тела горнблендитов, для которых было определено, что они являются результатом кристаллизации расплава, отделившегося от ультрамафического источника связанного с дифференциацией первичных магм (Готтман, 2014). Данное заключение может быть применительно и в пределах Каменушинского массива, где геологическими наблюдениями фиксируется секущее положение тел амфиболового габбро по отношению к собственно дайковым горнблендитам и крайне низкое содержание (вплоть до полного отсутствия) плагиоклаза в последних.

Ряд выделенных особенностей свидетельствует о начале становления даек амфиболового габбро и связанных с ними горнблендитов в заключительную стадию кристаллизации клинопироксенитовой каймы, позднее верлитов. На это указывает отсутствие выдержанной ориентировки маломощных даек амфиболового габбро в пределах клинопироксенитовой каймы, отчетливые контакты и секущее положение тел амфиболового габбро по отношению к дайкам верлитов.

Полученные данные о генетическом родстве габброидов изучаемого массива и габброидов Павдинского плутона, входящего в состав массивов Платиноносного пояса Урала, позволяет предположить, что становление даек амфиболового габбро и совмещенных с ними горнблендитов завершают магматическую дунит-клинопироксенит-габбровую серию в пределах Каменушинского массива.

Плагиограниты по своей природе являются одними из наиболее молодых магматических образований Каменушинского массива. Это надежно фиксируется их повсеместным секущим положением с дайками амфиболового габбро. В определении роли плагиогранитов в структуре Каменушинского массива важное значение имеет их отнесение к анатектическим плагиогранитам лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной (ЛАП) серии Платиноносного пояса Урала, сформировавшихся в результате плавления ранее образованных габброидов (по Ферштатеру, 2013). Завершается магматизм образованием сиенитов, чье контролируемое положение в телах плагиогранитов свидетельствуют об их наиболее молодом происхождении.

Таким образом, совокупность полученных данных по геолого-структурным и петрохимическим особенностям дайковых пород позволяет предложить общую модель взаимоотношений даек различного формационно-генетического типа и последовательность формирования широко развитых в пределах Каменушинского массива интрузивных тел (рисунок 33).



ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ ДАЙКОВЫХ ПОРОД КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВА

Рисунок 33 – Модель возрастных взаимоотношений дайковых тел в пределах Каменушинского массива, где: 1 – интервал образования дайковой породы; 2 – предполагаемый интервал образования дайковой породы; 3 – интервал породообразования, в который формируется большая часть дайковых тел

Предложенный вариант последовательности становления даек различного состава в пределах Каменушинского массива (Минибаев и др., 2017б) был в большей степени успешно подтвержден результатами детальных геохронологических исследований (Stepanov et al., 2019; Степанов и др., 2021). Так, из исследованных пород наиболее древними оказались горнблендиты (421 ± 2,4 млн. лет), затем близодновременные габбро-пегматиты (418 ± 4,5 млн. лет) и самые молодые граниты (384 ± 0,5 млн. лет) (Степанов и др., 2021).

С целью оценки роли процессов дайкообразования в эволюции Каменушинского массива особое внимание стоит уделить характеру пространственного размещения дайковых образований. Установлено, что все изученные дайки в пределах дунитового ядра имеют субмеридиональное простирание, близкие к вертикальным контакты с вмещающими породами и располагаются в полях развития порфировидных дунитов. Учитывая, что положение полей развития порфировидных дунитов. Учитывая, что положение полей развития порфировидных дунитов отождествляет фациальные контакты дунитов различных по зернистости, выявленные закономерности в большей мере объясняются приуроченностью дайковых тел к участкам развития внутренних первичных неоднородностей массива, проявленных в его зональном строении. Так, тела клинопироксенитов, заполняют прототектонические трещины, которые возникли в ослабленных зонах фациальных контактов

различных по зернистости дунитов. В этих же полях фациальных контактов дунитов различных по зернистости располагаются и сформированные ранее тела хромититов, которые секутся субсогласно направленными дайками клинопироксенитов. Более поздние дайки получают развитие также в зонах постепенных переходов дунитов различных по зернистости и наследуют ориентировку не только первичных неоднородностей массива, но уже и клинопироксенитовых тел, что подтверждается геологическими наблюдениями. Далее за телами клинопироксенитов ориентировку наследуют дайки верлитов, горнблендитов, габброидов, плагиогранитов и сиенитов.

Таким образом, вероятнее всего, унаследованная дайками первичная неоднородность Каменушинского массива, связанная с его зональным строением, обуславливает их идентичную ориентировку и совместное нахождение в пределах дунитового ядра, несмотря на их временную разобщенность, различный состав и природу.

ГЛАВА 4. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХРОМИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

4.1. Петрографические особенности хромитовой минерализации

Коренное платинометалльное оруденение клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала в большинстве случаев связано непосредственно с хромитовой минерализацией (Кашин и др., 1956; Мочалов, 1988; Лазаренков и др., 1992, 2002, 2013; Волченко и др., 1994, 2007; Иванов О., 1997; Золоев и др., 2001; Столяров, 2002; Johan, 2002; Пушкарев и др., 2007; Ефимов, 2010; Толстых и др., 2011), доминирующий объем которой сконцентрирован в полях фациальных контактов дунитов различных по зернистости (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин, 1956; Иванов О., 1997; Столяров, 2002; Пушкарев, 2007; Малич и др., 2015, 2017; Степанов и др., 2017; Степанов, 2018б и др.).

Результаты изучения зональных массивов Урал-Аляскинского типа позволили принципиально выделить акцессорную и рудную хромитовую минерализацию, с последней из которых связано платинометалльное оруденение (Taylor, 1967; Некрасов и др., 1994; Himmelberg and Loney, 1995; Иванов О., 1997; Johan, 2002; Сидоров и др., 2004; Пилюгин, 2014). В целом, акцессорный хромшпинелид является неотъемлемой частью дунитов массивов Урало-Аляскинского типа. В силу того, что платина ассоциирует в большей степени с рудной хромитовой минерализацией, для выявления генезиса хромититов и их типа, традиционно уделялось внимание определению размеров хромититовых тел, их морфологических особенностей И условий залегания. В пределах зональных массивов Уральского платиноносного пояса типы рудной хромитовой минерализации, с которой связано платиновое оруденение, представлены в широком диапазоне. Стоит отметить, что типизация хромитовой минерализации нередко носит неоднозначный характер, поскольку в подавляющем количестве работ исследователи не приводят строгих критериев выделения тех или иных типов хромититов. В этой связи в ряде случаев наблюдается отнесение идентичных хромититовых образований к разным типам хромитовой минерализации различными исследователями.

Так, хромитовая минерализация наиболее изученного Нижнетагильского массива включает в себя акцессорные хромшпинелиды, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, шлировые, массивные жильные и миароловые хромититы (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935, 1942ф; Маханов, 1951ф; Кашин и др., 1956; Малахов и др., 1970; Лазаренков и др., 1992; Иванов О., 1997; Johan, 2002; Auge et al., 2005; Волченко и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; Толстых и др., 2011; Пилюгин, 2014; Степанов, 2018б). Хромитовая минерализация Светлоборского массива развита слабее и включает в себя акцессорные хромшпинелиды, массивные жильные, шлировые и прожилково-вкрапленные хромититы с преобладанием

последних (Иванов., 1997; Телегин, 2009ф; Толстых и др., 2011; Пилюгин, 2014; Степанов и др., 2017, 2018б). В пределах Вересовоборского массива хромитовая минерализация представлена акцессорными хромшпинелидами, шлировыми, прожилково-вкрапленными и массивными жильными хромититами (Иванов О., 1997; Малич и др., 2015; Степанов и др., 2017; Степанов, 2014, 2018б). В пределах Кытлымского комплекса также были выделены акцессорные хромшпинелиды, вкрапленные, шлировые и массивные жильные хромититы (Ефимов и Ефимова, 1967; Иванов О., 1997; Garuti et al., 2002, 2012; Zaccarini et al., 2011). На Северном Урале в пределах массива Желтой сопки (комплекс Денежкинского Камня) хромитовая минерализация распространена слабо и представлена акцессорными хромшпинелидами и редкими прожилково-вкрапленными хромититами и хромититовыми сегрегациями (Кузьмин и др., 2020а). В пределах же дунитового ядра Иовского тела (комплекс Конжаковского камня) преобладает распространение массивных жильных хромититов, в то время как шлировые значение классического хромититы имеют подчиненное на фоне повсеместного распространения акцессорной хромшпинели (Иванов О., 1997; Паламарчук и др., 2017в). Касательно же Каменушинского массива, то в его пределах выделены акцессорные хромшпинелиды, вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные жильные хромититы (Зайцев, 1964ф; Иванов, 1997; Телегин, 2006ф; Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Минибаев, 2016, 2018а; Степанов, 2018б, Minibaev, 2019).

Широкий спектр типов хромитовой минерализации обуславливает необходимость ее актуализации в рамках изучения Каменушинского массива. При описании массивных хромититов нередко используется термин «жильный» (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Иванов О., 1997; Сидоров и др., 2004; Пушкарев и др., 2007, 2016; Толстых и др., 2011; Zaccarini et al., 2011; Лазаренков и др., 2013; Мочалов, 2013; Пилюгин, 2014; Паламарчук и др., 2017в; Степанов, 2018б и др.; Wang et al., 2021 и др.), что с одной стороны может определять хромитит как руду (по Абдулаеву, 1957; Смирнову, 1982), с другой – как породу гидротермальнометасоматического генезиса, выполняющую трещину (по Татаринову, 1963; Bons et al., 2012), с третьей – как интрузивную гипабиссальную породу (по Классификации и номенклатуре...,1981; Магматические горные..., 1983; Марину, 2015), с четвертой – как непосредственно форму тела, сложенного данной породой (по Татаринову, 1963; Taylor, 1967; Иванов О., 1997; Пушкареву и др., 2016). Подобное обстоятельство вносит неоднозначность при использовании термина «жильный» в качестве описания хромититов. В связи с этим в настоящей работе под термином «массивный жильный хромитит» понимается форма выделения хромитовой минерализации, при которой трещина отрыва в оливиновом агрегате выполняется рудно-оксидным веществом, в результате кристаллизации которого формируется хромитит массивной текстуры.
Руководствуясь опытом предшественников по типизации различных форм проявления хромитовой минерализации в пределах массивов Урал-Аляскинского типа было решено конкретизировать разделение хромититов по количественному соотношению в них зерен хромшпинелида и силикатной составляющей (по Сидорову и др., 2004; Пилюгину, 2014; Степанову, 2018б). Итого описание особенностей хромитовой минерализации Каменушинского массива проведено по трем ее типам, представленным акцессорными хромшпинелидами, шлировыми и массивными жильными хромититами:

1. в качестве *акцессорной* минерализации рассматриваются редкие (до 3%) включения в дуните (до 10% в порфировидных дунитах) мелких идиоморфных и гипидиоморфных кристалликов хромшпинелида;

2. *шлировые* хромититы определяются содержанием хромшпинелида 10-90% и включают в себя разновидности хромшпинелидов редко-, средне-, густовкрапленного и прожилкововкрапленного типов. Редковкрапленные хромшпинелиды локализуются только в краевых частях хромититовых тел, и не образует скопления превышающие первые сантиметры;

3. массивные жильные хромититы определяются содержанием хромшпинелида > 90% и выполняют трещины.

Акцессорные хромшпинелиды представлены изометричными идиоморфными и гипидиоморфными индивидами средним размером 0,3-0,4 мм до 1 мм и большей частью сконцентрированы в интерстиционном пространстве оливинов. С увеличением зернистости дунитов происходит укрупнение акцессорных хромшпинелидов (рисунок 34). Наряду с характерным развитием кристаллов хромшпинелида по периферии зерен оливина, в более крупнозернистых разностях дунита отмечаются включения хромшпинелида непосредственно в зернах оливина (рисунок 34 г, д).



Рисунок 34 – Морфологические особенности и характер размещения акцессорных хромшпинелидов в различных петрографических типах дунитов, где I – снимки в проходящем при || николях, II – то же, но

при скрещенных николях; а – мелкозернистые дуниты, б – мелкозернистые порфировидные дуниты, в – среднезернистые дуниты, г – среднезернистые порфировидные дуниты, д – крупнозернистые дуниты

Акцессорные хромшпинелиды в дунитах, в целом, распределены равномерно, однако отмечается постепенное уменьшение их содержания по направлению к центру дунитового ядра на фоне увеличивающейся зернистости дунитов. В полях развития порфировидных дунитов концентрации хромшпинелидов могут существенно возрастать (рисунок 346,г). В целом выделенные закономерности являются характерными для зональных клинопироксенитдунитовых массивов Среднего Урала (Степанов, 2018б).

В целом содержание акцессорных хромшпинелидов в мелко-, средне-, крупно- и грубозернистых дунитах и в дунит-пегматитах варьирует в пределах 0,1-3,0% в среднем составляя 2%. Для порфировидных дунитов содержание акцессорных хромшпинелидов возрастает и находится в пределах 3,0-10% (в среднем – 6%), что нередко фиксируется участками небольших скоплений данных индивидов (рисунок 346). Поскольку в пределах массива основная часть хрома концентрируется непосредственно в хромшпинелидах, то график содержания данного элемента в дунитах различных петрографических типов можно отождествлять с содержанием в них хромшпинелидов (см. рисунок 12).

Несмотря на спорные вопросы генезиса дунитов, хромититов и ассоциированного с ними платинометалльного оруденения комплексов Урало-Аляскинского типа, большинство авторов не высказывает сомнений о сингенетичности акцессорных хромшпинелидов дунитов (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Irvine, 1974; Гурович и др., 1994; Лазаренков и др., 1994; Иванов О.,1997; Генкин, 1997; Осипенко и др., 2002; Garuti et al., 2002, 2003; Johan, 2002, 2006; Округин, 2004, 2011; Сидоров и др., 2004, 2012; Auge et al., 2005; Batanova et al., 2005; Tolstykh et al., 2005, 2015; Пушкарев и др., 2007, 2015, 2017; Burg et al., 2009; Scheel et al., 2009; Tолстых и др., 2011; Симонов и др., 2011, 2016, 2017; Su et al., 2012; Li et al., 2013; Ферштатер, 2013; Мочалов, 2013; Thakurta et al., 2014; Yang et al., 2018; Zaccarini et al., 2018; Степанов, 20186; Козлов и др., 2019; Spence, 2020; Cui et al., 2020; Khedr et al., 2020; Milidragovic et al., 2021; Wang et al., 2021 и др.).

Шлировые хромититы встречаются в виде многочисленных скоплений хромититовых образований в сильно серпентинизированных дунитах (рисунок 35). В пределах минерализованных зон плотность скоплений хромититовых тел варьирует, и в некоторых случаях при видимом сгущении тел шлировых хромититов формируется псевдоконгломератовая текстура (рисунок 35б).

Участки развития шлировых хромититов были встречены и прослежены в пределах Хромитового увала, преимущественно на его южном склоне и в верховьях р. Большой Каменушки. Зоны скоплений данного типа хромититов также были неоднократно встречены преимущественно в центральных частях дунитового ядра, однако делать выводы о площади их распространения затруднительно ввиду ограниченного материала, обусловленного задернованностью Каменушинского массива и техногенных намывов, образованных в результате отработки россыпей в логах.



Рисунок 35 – Структурно-текстурные особенности шлировых хромититов, где а – штуф шлирового хромитита с участка в верховьях р. Большой Каменушки; б – штуф шлирового хромитита с псевдоконгломератовой текстурой с южного склона Хромитового увала; в – штуф шлирового хромитита с южного склона Хромитового увала; г – зона контакта шлирового хромитита с вмещающим дунитом (снимок в проходящем свете при скрещенных николях), где хромитит – черный; серпентинизированный оливин – пестрый разноцветный

В отдельности шлировые хромититы формируют маломощные линейно вытянутые линзовидные образования длиной до 15 см (редко до 30 см) и мощностью до 2-3 см (рисунок

35а,в). При этом даже в наиболее мощных телах шлировых хромититов при микроскопическом изучении наблюдается достаточно высокое содержание силикатной составляющей (рисунок 35г). Для подобных тел характерно ССЗ-ССВ простирание 340-20°. Более мелкие образования хромититов являются субпараллельными наиболее мощным телам этих пород. Для шлировых хромититов характерен постепенный переход во вмещающие сильно серпентинизированные дуниты. Зона перехода может иметь различную мощность, но, как правило, не превышающую 0,5 см, и заключается в постепенном уменьшении содержания хромшпинелида в контактовых частях хромититовых тел, переходом в ореолы повышенной акцессорной вкрапленности хромититов, и, в конечном итоге, в единичные акцессорные зерна хромшпинели во вмещающих дунитах (рисунок 35г). Выделенная текстурно-морфологическая особенность постепенной зоны перехода хромитита во вмещающий дунит отражает первично-магматическую природу этого хромититового тела (Garuti et al., 2003).

В минералого-петрографическом отношении тела шлировых хромититов представляют собой линейно вытянутые скопления хромшпинелидов, обладающих изометричным обликом и средним идиоморфизмом. Размер хромшпинелидов варьирует от долей миллиметра до 1,0 мм, в среднем составляя 0,5 мм. Часто наблюдается постепенное уменьшение размера хромшпинелидов от центра к периферии хромититовых тел (рисунок 35г).

Массивные жильные хромититы редко обнаруживаются в виде единичных выделений во вмещающих дунитах, чаще они встречаются в виде скоплений, образующих линейно вытянутые в субмеридианальном направлении минерализованные зоны. Минерализованные зоны массивных жильных хромититов распространены в пределах всего дунитового ядра, и, наиболее крупные из обнаруженных, расположены на северном склоне Хромитового Увала (Высоцкий, 1913; Зайцев, 1964ф; Иванов О., 1997; Телегин, 2006ф; Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Минибаев и др., 2015) и на северном склоне г. Соколиной (Минибаев, 2018а).

Массивные жильные хромититы представлены телами сложной формы. Подобные образования характеризуются мощностью до 30-40 см (среднее 5 см) при длине до 3 м, чаще до 1 м. Условия и характер залегания массивных жильных хромититов аналогичны шлировым разновидностям хромититов, однако зона перехода во вмещающие дуниты имеет меньшую мощность. Редко встречаются отдельные тела массивных жильных хромититов, в которых зона перехода слабо выражена и наблюдается только при детальном микроскопическом рассмотрении (Минибаев, 2018а). При этом форма зоны перехода (контакта) характеризуется неоднородностью, изгибами, сопровождающимися повышенной акцессорной вкрапленностью хромшпинелидов (рисунок 36а). На участках повышенной концентрации тел массивных

жильных хромититов и их сильном сближении друг с другом в дунитах минерализованных зон формируются жильные хромититовые образования сложной формы (рисунок 36б,в).



Рисунок 36 – Текстурные особенности массивных жильных хромититов: а – зона контакта массивного жильного хромитита с вмещающим дунитом (снимок в проходящем свете при скрещенных николях), где хромитит – черный; серпентинизированный оливин – пестрый разноцветный; б – штуф массивного жильного хромитита с участка на северном склоне Хромитового увала; в – штуф массивного жильного

хромитита с участка на северном склоне г. Соколиная; г – силикатная составляющая массивных жильных хромититов Хромитового увала (снимок в проходящем свете при || николях)

Хромшпинелиды массивных жильных хромититов обладают изометричным обликом и низким идиоморфизмом. Размер хромшпинелидов варьирует, о чем свидетельствует их величина 0,5-1,0 мм в центральных частях тел массивных жильных хромититов с последующим уменьшением до 0,1 мм и менее к краевым частям данных образований.

В массивных жильных хромититах процессы серпентинизации проявлены в большей степени по сравнению с шлировыми хромититами, о чем свидетельствуют нередкие выделения в них серпентина. Также стоит отметить, что характерно обнаружение тонких вытянутых образований белого скрытокристаллического серпентина, определяющих облик «седого» хромитита описанного в Нижнетагильском массиве и являющегося благоприятным признаком платинового оруденения (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Иванов, 1997; Степанов, 2018б).

Хромититы данного петрографического типа образованы плотной концентрацией хромшпинелидов зачастую без видимой силикатной матрицы (рисунок 36а,6,в). Однако на основе детальных петрографических исследований массивных жильных хромититов Хромитового увала, можно сделать вывод о том, что в этих породах в той или иной мере всегда обнаруживается силикатная составляющая (рисунок 36г). Эту особенность отмечал еще Н.К. Высоцкий, изучая хромититы Хромитового увала: «Строение хромита в таких более крупных выделениях его, кажущихся макроскопически сплошными, в шлифах оказывается зернистым, причём часто видно, что кристаллические зерна его соприкасаются не плотно, а оставляя между собой узкие, неправильной формы промежутки или щели...» (Высоцкий, 1913, стр. 294).

Таким образом, текстурные особенности хромитовой минерализации Каменушинского массива свидетельствуют о наличии закономерности, проявляющейся в постепенном и непрерывном переходе шлировых и массивных жильных хромититов к акцессорным хромшпинелидам во вмещающем дуните. Действительно, в результате петрографического изучения структурно-текстурных особенностей хромитовой минерализации Каменушинского массива можно сделать вывод о том, что выделяются все переходные формы проявления хромитовой минерализации, образующие непрерывный ряд акцессорные хромшпинелиды → шлировые хромититы → массивные жильные хромититы (рисунок 37).



Рисунок 37 – Типы хромитовой минерализации, иллюстрирующие непрерывный переход от акцессорного хромшпинелида (а, б, в) к шлировому (г, д) и массивному жильному (е) хромититу, где а – идиоморфный акцессорный хромшпинелид внутри кристалла оливина дунитов; б – скопление гипидиоморфных и ксеноморфных акцессорных хромшпинелидов в интерестиционном пространстве оливинов дунитов; в – шлировой хромитит в порфировидных дунитах; г – постепенный переход шлирового хромитита во вмещающие порфировидные дуниты; д – массивный жильный хромитит в порфировидных дунитах; г – постепенный переход массивного хромитита во вмещающие порфировидные дуниты; д – массивный жильный хромитит в порфировидных дунитах; г – постепенный переход массивного хромитита во вмещающие порфировидные дуниты; д – массивный жильный хромитит в порфировидных дунитах; г – постепенный переход массивного жильного хромитита во вмещающие порфировидные дуниты; д – массивный жильный хромитит в порфировидных дунитах; г – постепенный переход массивного жильного хромитита во вмещающие порфировидные дуниты.

Примечание. Снимки в проходящем свете при скрещенных николях: хромшпинелид – черный; серпентинизированный оливин – пестрый разноцветный

Можно предположить, что выделенная закономерность может являться характерной чертой хромитовой минерализации массивов Урало-Аляскинского типа в целом. Так, в

пределах Уктусского зонального массива Платиноносного пояса Урала была описана схожая особенность, при которой ядра «плотно-сложенных» хромитовых сегрегаций окружены симметричными каймами «рассеянной» руды, которые без перерыва переходят в «убоговкрапленные» хромшпинелиды в дуните (Garuti et al., 2003). В результате комплексных исследований рудной хромитовой минерализации Гальмоэнанского массива (Корякия) дунит-клинопироксенит-габбровой формации Е.Г. Сидоров выделил шлировые, массивные жильные хромититы и хромититы различной степени «вкрапленности», при этом отметив, что все морфологические типы встречаются совместно и тесно связаны друг с другом постепенными переходами (Сидоров и др., 2004; Сидоров, 2009). Детальное изучение хромитовой минерализации комплекса Хуншишань Урало-Аляскинского типа (северо-западный Китай) также позволило исследователям выделить и наглядно проиллюстрировать непрерывный ряд от акцессорного хромшпинелида до массивного жильного хромитита (рисунок 38), а также указать на то, что между хромититами и вмещающими их породами существует зона перехода с постепенным уменьшением хромита (Wang et al., 2021).



Рисунок 38 – Образцы хромитовой минерализации в тонком срезе, где: Н – массивный жильный хромитит, I – густо-вкрапленные хромититы, J – средне-вкрапленные хромититы, К – редковкрапленные хромититы, L – рассеянная вкрапленность хромита (фотография и ее описание заимствованы из научной статьи Wang et al., 2021, стр. 7)

Очевидно совместное образование акцессорных хромшпинелидов с вмещающими дунитами, причем хромшпинелид образуется как раньше оливина (идиоморфные кристаллы в монозернах оливина), так и позже его (межзерновые выделения хромшпинели в дуните). Постепенный переход от акцессорного хромшпинелида к шлировым и массивным жильным хромититам указывает в целом на общую сингенетичность хромитовой минерализации вмещающим дунитам.

4.2. Геологическая характеристика зон хромит-платиновой минерализации

Основной проблемой при поисках коренных месторождений платины, как уже было сказано во введении, является отсутствие устойчивых закономерностей ее распределения. С целью определения особенностей размещения платинометалльной минерализации Каменушинского массива было проведено картирование участка в центральной части дунитового ядра. В результате изучения ранее пройденных горных выработок, анализа архивных материалов (Высоцкий, 1913; Иванов О., 1997; Телегин, 2006ф), их уточнения путем прохождения дополнительных расчисток, а также заверки литогеохимических аномалий в центральной части Каменушинского массива составлен геологический план участка Хромитовый Увал – северный склон г. Соколиная (рисунок 39). Участки, перспективные на выявление коренных зон хромит-платиновой минерализации, были выделены по результатам литогеохимических работ (подробней в главе 5).

По результатам определения элементов залегания хромититовых тел была выявлена их преимущественно субмеридиональная ориентировка. Установлено, что в пределах локальных участков общее простирание хромититовых обособлений достаточно выдержано и позволяет проследить пространственное размещение этих тел на данной площади. Также отмечены особенности вмещающих дунитов, которые заключаются в повышенном содержании акцессорной хромшпинели и сильной серпентинизации вблизи хромитовых тел.

На основе полученных данных были выделены и оконтурены минерализованные хромит-платиновые зоны Каменушинского массива, чья ориентировка отражена в простирании настоящей хромититов. Отсюда, В рамках работы под хромит-платиновой тел минерализованной зоной понимается локальный линейно вытянутый участок, который включает в себя группу сближенных сонаправленных к нему тел шлировых и массивных жильных хромититов во вмещающих сильно серпентинизированных дунитах с повышенной концентрацией акцессорного хромшпинелида (рисунок 40). Минерализованные зоны имеют субмеридиональную ориентировку И приурочены к порфировидным дунитам. отождествляющим участки фациального перехода их петрографических типов различных по зернистости. Подобная закономерность, вероятно, указывает на приуроченность хромитплатиновых минерализованных зон к участкам развития первичных неоднородностей массива, отображенных в его зональном строении. Мощность минерализованных зон в среднем составляет около 1,5 м и, как правило, не превышает 3 м. Их средняя протяженность составляет около 40 м и в редких случаях может достигать 80 м.

При полевых исследованиях также анализировалось взаимоотношение хромитплатиновой минерализации с дайковыми породами, поскольку ранее было высказано предположение о его пространственной связи с дайками (Телегин 2006ф; Телегин и др., 2009;

Толстых и др., 2011). Действительно, в центральной части Каменушинского массива, на участке Хромитовый увал, наблюдается совпадение ориентировок даек габбро и гранитоидов с минерализованными зонами хромититов (рисунок 39а).



Сплошные горизонтали проведены через 4 м

Рисунок 39 – Геологический план участка Хромитовый увал - северный склон г. Соколиная (а) и его положение на схематичной геологической карте Каменушинского массива (б) (по Иванову О.,1997) Рисунок 39а: 1 – дуниты мелкозернистые; 2- дуниты среднезернистые; 3 – минерализованные хромитплатиновые зоны; 4 – дайки габбро, 5 – дайки гранитоидов; 6 – горные выработки предшественников (Высоцкий, 1913; Иванов О., 1997; Телегин, 2006ф); 7 – горные выработки соискателя; 8 – точки литогеохимического опробования

Рисунок 396: I – участок Хромитовый увал - северный склон г. Соколиная на схематичной геологической карте Каменушинского массива, II – техногенные и аллювиальные отложения, III – аповулканические сланцы, IV – габброиды, V – клинопироксениты, VI – дуниты мелкозернистые, VII – дуниты среднезернистые



Рисунок 40 – Участок хромит-платиновой минерализованной зоны на северном склоне г. Соколиной (а) и его схематичный геологический план (б), где 1 – дуниты сильно серпентинизированные мелкосреднезернистые порфировидные, 2 – тела массивных жильных хромититов

Таким образом, результаты картирования позволяют заключить, что в центральной части Каменушинского массива тела хромититов формируют линейно вытянутые минерализованные зоны, сложенные сближенными преимущественно однонаправленными линзовидными телами хромититов в сильно серпентинизированных порфировидных дунитах с повышенной концентрацией акцессорного хромшпинелида. В этом районе также отмечается совпадение ориентировок дайковых тел габбро и гранитоидов с минерализованными зонами хромититов. Характерное размещение хромититовых минерализованных зон в полях фациальных контактов дунитов различных по зернистости, и схожая особенность локализации дайковых тел позволяет сделать вывод об их общей приуроченности к зонам развития первичных неоднородностей Каменушинского массива.

4.3. Особенности вещественного состава акцессорных хромшпинелидов и хромититов

Для определения характера распределения петрогенных элементов рудных хромшпинелидов были исследованы препараты, изготовленные из штуфных образцов шлировых и массивных жильных хромититов. С целью определения химического состава акцессорных хромшпинелидов, их индивиды изучались во всех петрографических типах пегматитов. Фигуративные дунитов за исключением дунитных точки анализов хромшпинелидов массивных жильных и шлировых хромититов, а также акцессорных хромшпинелидов на диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) преимущественно располагаются в поле субферрихромита (рисунок 41a). От акцессорных хромшпинелидов к хромшпинелидам шлировых и массивных жильных хромититов отмечается закономерное смещение фигуративных точек, отражающих их состав, к полю субалюферрихромита. Полученные данные свидетельствуют о том, что состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов Каменушинского массива достаточно выдержан и по своим характеристикам близок к составам рудных хромшпинелидов из шлировых и массивных жильных хромититов (таблица 10). Состав хромшпинелидов различных типов хромитовой минерализации Каменушинского массива отвечает составу аналогичных хромшпинелидов классических зональных массивов Платиноносного пояса Урала (Иванов О., 1997; Степанов, 2018б) и хромшпинелидам зональных массивов Урало-Аляскинского типа (Barnes and Roeder, 2001).



Рисунок 41 – Положение фигуративных точек анализа хромшпинелидов Каменушинского массива на диаграмме Н.В. Павлова (а), где I – акцессорный хромшпинелид, II – хромшпинелид шлировых хромититов, III – хромшпинелид массивных жильных хромититов. Обозначения полей: 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; 6) расположение фигуративных точек анализов хромититов в координатах FeO-Fe₂O₃

Таблица 10

Состав хромшпинелидов Каменушинского массива, мас.%

N⁰	MgO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Сумма	Формула
1	4,75		25,33	6,94	0,63	54,94	7,41	100,01	$(Fe_{0,76}Mg_{0,23})_{0,99}(Cr_{1,51}Al_{0,28}Fe_{0,20}Ti_{0,02})_{2,01}O_4$
2	3,87		28,39	8,07	0,57	50,45	7,78	100,12	$(Fe_{0,83}Mg_{0,18})_{1,01}(Cr_{1,42}Al_{0,34}Fe_{0,21}Ti_{0,02})_{1,99}O_4$
3	3,26		27,75	9,74	0,37	50,40	6,93	98,46	$(Fe_{0,82}Mg_{0,17})_{0,99}(Cr_{1,42}Al_{0,39}Fe_{0,19}Ti_{0,01})_{2,01}O_4$
4	3,85	0,63	27,82	9,22	0,35	47,38	8,16	97,41	$(Fe_{0,81}Mg_{0,18}Mn_{0,02})_{1,01}(Cr_{1,35}Al_{0,39}Fe_{0,22}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
5	4,04	0,71	27,19	9,39	0,41	51,37	7,26	100,37	$(Fe_{0,79}Mg_{0,20}Mn_{0,02})_{1,01}(Cr_{1,40}Al_{0,39}Fe_{0,19}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
6	5,62		25,07	9,55	0,53	51,14	7,42	99,33	$(Fe_{0,73}Mg_{0,28})_{1,01}(Cr_{1,40}Al_{0,39}Fe_{0,19}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
7	5,44		25,15	9,27	0,61	50,93	8,00	99,40	$(Fe_{0,73}Mg_{0,28})_{1,01}(Cr_{1,39}Al_{0,38}Fe_{0,21}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
8	5,60		25,67	9,09	0,40	51,15	7,96	99,85	$(Fe_{0,73}Mg_{0,28})_{1,01}(Cr_{1,40}Al_{0,37}Fe_{0,21}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
9	4,41		26,04	9,48	0,48	50,90	11,03	102,33	$(Fe_{0,78}Mg_{0,23})_{1,01}(Cr_{1,34}Al_{0,37}Fe_{0,27}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
10	4,77		26,54	6,91	0,56	53,46	9,15	101,39	$(Fe_{0,78}Mg_{0,23})_{1,01}(Cr_{1,48}Al_{0,27}Fe_{0,23}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
11	4,11		26,11	8,27	0,58	48,60	11,74	99,41	$(Fe_{0,78}Mg_{0,21})_{0,99}(Cr_{1,37}Al_{0,33}Fe_{0,30}Ti_{0,01})_{2,01}O_4$
12	4,44	0,87	25,07	1,04	0,45	54,24	13,14	99,24	$(Fe_{0,75}Mg_{0,23}Mn_{0,03})_{1,01}(Cr_{1,55}Al_{0,04}Fe_{0,35}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
13	4,41		26,83	8,34	0,63	46,57	12,42	99,19	$(Fe_{0,79}Mg_{0,22})_{1,01}(Cr_{1,30}Al_{0,34}Fe_{0,33}Ti_{0,02})_{1,99}O_4$
14	5,43		25,21	8,28	0,59	47,44	13,24	100,19	$(Fe_{0,73}Mg_{0,28})_{1,01}(Cr_{1,30}Al_{0,34}Fe_{0,34}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
15	5,70	—	24,85	8,07	0,60	50,98	9,83	100,04	$(Fe_{0,72}Mg_{0,29})_{1,01}(Cr_{1,40}Al_{0,32}Fe_{0,26}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
16	5,48		24,35	8,26	0,35	49,46	12,59	100,48	$(Fe_{0,72}Mg_{0,29})_{1,01}(Cr_{1,33}Al_{0,33}Fe_{0,31}Ti_{0,01})_{1,98}O_4$
17	6,73		23,35	6,93	0,46	49,24	14,17	100,87	$(Fe_{0,67}Mg_{0,34})_{1,01}(Cr_{1,37}Al_{0,30}Fe_{0,32}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
18	6,29	—	23,85	5,37	0,41	50,77	14,47	101,16	$(Fe_{0,71}Mg_{0,32})_{1,03}(Cr_{1,39}Al_{0,22}Fe_{0,37}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
19	6,85		22,95	8,81	0,47	47,47	12,55	99,08	$(Fe_{0,65}Mg_{0,36})_{1,01}(Cr_{1,33}Al_{0,34}Fe_{0,31}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
20	7,13		22,16	9,13	0,52	50,65	11,80	101,38	$(Fe_{0,62}Mg_{0,37})_{1,01}(Cr_{1,33}Al_{0,36}Fe_{0,30}Ti_{0,01})_{2,00}O_4$
21	7,60		23,29	9,96		44,74	16,22	101,82	$(Fe_{0,65}Mg_{0,39})_{1,01}(Cr_{1,22}Al_{0,38}Fe_{0,39})_{1,99}O_4$
22	7,40	0,89	21,72	2,97	0,54	55,27	13,99	102,76	$(Fe_{0,62}Mg_{0,38}Mn_{0,03})_{1,03}(Cr_{1,48}Al_{0,12}Fe_{0,35}Ti_{0,01})_{1,99}O_4$
Примеча	ание. 1-8	– акцессој	оные хром	шпинелидь	ы; 9-15 –	хромшпин	елиды шл	ировых хр	омититов; 16-22 – хромшпинелиды массивных жильны

хромититов. Прочерк – ниже порога обнаружения. Формулы рассчитаны на 4 атома кислорода (по А.Г. Булаху, 1964).

Для хромшпинелидов Каменушинского массива установлена тенденция изменения химического состава, заключающаяся в постепенном увеличении содержания Fe³⁺ с попутным уменьшением Fe²⁺ от акцессорной хромшпинели к аналогичному минералу шлировых и массивных жильных хромититов (рисунок 416). Ранее было отмечено, что массивные жильные хромититы относительно шлировых хромититов зональных массивов Уральского Платиноносного пояса формировались в условиях большей фугитивности кислорода, обуславливающей повышенные концентрации трехвалентного железа (Чащухин и др., 2002). В целом, многими исследователями комплексов Урало-Аляскинского типа подчеркивается, что массивные жильные хромититы формировались в более позднее время по сравнению с шлировыми хромититами на фоне увеличения фугитивности кислорода системы в процессе ее эволюции (Johan, 2002, 2006; Garuti et al., 2003; Сидоров и др., 2004, 2012; Сидоров 2009; Scheel et al., 2009; Толстых и др., 2011; Zaccarini et al., 2011, 2018; Wang et al., 2021). Таким образом, можно заключить, что выделенная закономерность свидетельствует об увеличении потенциала рудообразующей среды окислительного в ходе процесса становления Каменушинского массива и достижении ее максимума на заключительных стадиях его формирования.

Прежде чем переходить к рассмотрению химического состава хромититов, необходимо отметить, что распределение в них петрогенных элементов в первую очередь обусловлено их минералого-петрологическими особенностями, заключающимися в различном соотношении хромшпинелидов и силикатных минералов для шлировых и массивных жильных хромититов. Так, для массивных жильных хромититов с наибольшим содержанием хромшпинелидов и наименьшим содержанием силикатных минералов характерны более высокие концентрации Cr₂O₃ и более низкие SiO₂, MgO и CaO по отношению к шлировым хромититам (таблица 11).

Обращает на себя внимание распределение редких элементов в хромититах (таблица 12), в особенности при их сравнении с подобными элементами, содержащимися в дунитах Каменушинского массива. Тренды спектров распределения элементов группы железа (рисунок 42а), группы крупноионных литофилов (рисунок 42в) и группы высокозарядных элементов (рисунок 42г) в хромититах имеют сходный характер с трендами распределения этих элементов в дунитах. При этом массивные жильные хромититы в наибольшей степени концентрируют элементы-примеси, что указывает на их становление из крайне дифференцированного расплава в заключительную стадию кристаллизации дунитового ядра.

Таблина	1	1
таолица	1	

№ п.п.		1	2	3	4	ПО
	Шифр	13K	14К	15K	16K	по
	SiO ₂	7,46	6,44	0,59	1,33	0,02
	Al_2O_3	2,98	3,31	4,23	4,99	0,05
	TiO ₂	0,12	0,12	0,24	0,26	0,01
	Cr_2O_3	66,25	68,04	76,44	75,13	0,03
НТ	FeO	2,44	1,35	0,68	0,68	0,25
энс	Fe ₂ O ₃	5,08	5,41	9,74	10,8	0,3
ЭШМ	MnO	0,16	0,13	0,16	0,17	0,01
Ko	MgO	9,4	10,1	4,88	5,37	0,1
	CaO	0,28	0,025	0,021	0,15	0,01
	Na ₂ O	0,12	<0,10	0,18	0,18	0,1
	K ₂ O	<0,010	<0,010	0,011	0,013	0,01
_	P_2O_5	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05
	ΠΠΠ	2,95	3,34	<0,10	<0,10	
	Σ	97,25	98,38	97,17	99,07	
	Fe ₂ O _{3общ}	7,79	6,91	10,5	11,6	
	Mg#	54,68	59,38	31,73	31,64	
	F	27,15	25,08	34,77	34,3	
Fe	e ₂ O ₃ / FeO	2,08	4,01	14,32	15,88	

Содержание петрогенных элементов в хромититах Каменушинского массива, мас. %

Примечание. Хромититы: 1-2 – шлировые; 3-4 – массивные жильные. ППП – потери при прокаливании, ПО – порог обнаружения, Мд# – коэффициент магнезиальности, F – коэффициент железистости. Коэффициенты рассчитаны по Е.В. Склярову (2001)

Таблица 12

Содержание элементов-примесей в хромититах, г/т

Проба / Шифр	1 /	2 /	3 /	4 /	Crearran	ПО						
Компонент	13К	14K	15K	16K	Среднее	ΠŪ						
	Элементы группы железа											
Co	96,051	103,182	173,454	168,559	135,312	0,0002						
Ni	603,870	670,670	567,840	595,830	609,550	0,02						
V	149,310	140,610	622,360	635,864	387,040	0,03						
Mn	887,554	982,893	1736,789	1494,598	1275,459	0,003						
	Гру	ппа транзи	тных элем	ентов								
Cu	5,773	4,072	4,290	4,476	18,611	0,002						
Ga	5,799	5,627	20,368	22,269	54,063	0,001						
Ge	0,522	0,586	0,562	0,659	2,329	0,005						
Mo	0,261	0,275	0,231	0,230	0,997	0,0075						
Sn	0,050	0,040	0,851	1,005	1,946	0,003						
Sb	0,011	0,010	0,072	0,085	0,178	0,001						

Проба / Шифр	1 /	2 /	3 /	4 /	C	ПО
Компонент	13K	14K	15K	16K	Среднее	no
Pb	0,137	0,097	0,250	0,440	0,920	0,01
Zn	95,312	110,805	271,558	290,457	768,132	0,008
Γι	руппа круп	ноионных	литофилы	ных элеме	нтов	
Li	0,350	0,400	2,830	1,840	1,360	0,02
Rb	0,188	0,128	0,233	0,281	0,2075	0,0002
Sr	1,716	0,978	2,486	1,698	1,720	0,003
Cs	0,009	0,009	0,018	0,014	0,0130	0,0004
Ba	1,813	2,304	139,831	26,701	42,662	0,0001
	Групп	а высокоза	арядных эл	ементов		
Sc	5,914	5,574	9,548	9,391	7,607	0,007
Y	0,188	0,071	0,224	0,089	0,143	0,0002
Та	0,015	0,016	0,038	0,012	0,020	0,0007
Hf	0,014	0,013	0,041	0,032	0,025	0,0001
	Групп	а редкозем	иельных эл	ементов		
La	0,114	0,098	0,204	0,095	0,128	0,001
Ce	0,120	0,221	0,433	0,200	0,244	0,001
Pr	0,032	0,023	0,049	0,021	0,031	0,0004
Nd	0,151	0,091	0,192	0,090	0,131	0,0004
Sm	0,040	0,021	0,046	0,022	0,032	0,001
Eu	0,013	0,007	0,083	0,027	0,032	0,001
Gd	0,044	0,020	0,085	0,034	0,046	0,0001
Tb	0,007	0,003	0,008	0,004	0,005	0,0001
Dy	0,042	0,016	0,053	0,023	0,033	0,0003
Но	0,008	0,003	0,011	0,005	0,007	0,0004
Er	0,026	0,009	0,034	0,015	0,021	0,0003
Tm	0,003	0,001	0,006	0,004	0,004	0,00001
Yb	0,023	0,010	0,027	0,011	0,018	0,00003
Lu	0,004	0,002	0,004	0,002	0,003	0,0001

Примечание. Хромититы: 1-2 – шлировые; 3-4 – массивные жильные. ПО – порог обнаружения. Классифицирование проведено согласно H.R. Rollinson (1993)

Несколько вариативное поведение элементов группы железа и в большей степени транзитных элементов (рисунок 42б) обусловлено их подвижностью при наложенных процессах, в ходе которых образуются новые минералы-концентраторы. Однако было отмечено, что распределение примесных элементов в основном контролируются первичными процессами становления дунитов и хромититов и обусловлены изоморфной емкостью породообразующих оливинов и хромшпинелидов (Степанов, 2018б). Так, не смотря на наличие в хромититах, как и в дунитах минералов-концентраторов Ni, таких как пентландит (рисунок 43а) и миллерит (рисунок 43б), в последних наблюдаются более высокие содержания никеля, что обусловлено постоянным присутствием этого элемента в оливине дунитов зональных массивов Уральского Платиноносного пояса (Степанов, 2018б). Аналогично, присутствие касситерита в серпентинизированных дунитах не влияет на распределение олова, так как его содержание контролируется изоморфной емкостью хромшпинелидов, для которых характерен несколько более высокий коэффициент распределения данного элемента по сравнению с оливином и серпентином (Иванов В., 1996). При этом было отмечено, что с возрастанием платиноносности хромититов в них увеличивается содержание олова (Пилюгин, 2014).



Рисунок 42 – Спектры распределения средних содержаний элементов-примесей в дунитах (1), шлировых хромититах (2), массивных жильных хромититах (3): а – элементы группы железа, б – группа транзитных элементов, в – группа крупноионных литофильных элементов, г – группа высокозарядных элементов



Рисунок 43 – Акцессорные и вторичные минералы хромититов, где Crspl – хромшпинелид, Srp – серпентин, Mag – магнетит, Crmag – хроммагнетит: а – зерно магнетита с включениями пентландита (Pn) в интерстиционном пространстве хромшпинелидов массивных жильных хромититов; б – выделение миллерита (Mlr) в шлировых хромититах; в – развитие вторичного магнетита в периферийной части кристалла хромшпинелида в массивных жильных хромититах

Содержания Ga в хромититах и дунитах носят противоположный характер распределения с наибольшими концентрациями в массивных жильных хромититах. Подобная закономерность обусловлена постоянным присутствием галлия как изоморфной примеси в хромшпинелидах (Иванов В., 1996) и в большей степени в магнетитах, хроммагнетитах и титаномагнетитах (Борисенок, 1971; Борисенко, 1993). При этом магнетит и его разновидности распространены как в акцессорном виде (рисунок 43а), так и по периферии зерен хромшпинелидов, что в наибольшей степени характерно для их индивидов из массивных жильных хромититов (рисунок 43г).

Важным геохимическим показателем при определении генетических связей хромититов и дунитов является характер распределения в них редкоземельных элементов, чьи концентрации обязаны первичным процессам кристаллизации ИЗ расплава. Общая обедненность дунитов зональных массивов редкоземельными элементами, нерелко обнаруживающимися ниже порога обнаружения (Лазаренков, 1990; Лазаренков и др., 2013; Лепехина, 2013; Степанов, 2018б), указывает на необходимость выделения поля их нормированных содержаний в целом, а не построения спектра. В связи с чем, для иллюстрирования поля развития редкоземельных элементов в дунитах использовались анализы всех их структурно-текстурных разновидностей встречающихся в пределах Каменушинского массива.

Расположение графиков редкоземельных элементов хромититов и дунитов демонстрирует их примерно параллельное положение с закономерным уменьшением содержаний в сторону тяжелых РЗЭ (рисунок 44). При этом спектры распределения РЗЭ хромититов укладываются в поле содержаний РЗЭ дунитов. Также отмечается повышенное содержание РЗЭ в массивных жильных хромититах по отношению к шлировым хромититам,

что в целом аналогично соотношению других элементов-примесей в подобных петрографических типах. Это подчеркивает природу становления массивных жильных хромититов из более дифференцированного расплава на заключительных стадиях образования массива. Контрастное поведение Се и Еи в массивных жильных хромититах по сравнению с дунитами и шлировыми хромититами также обусловлено возрастанием окислительного потенциала породообразующей среды (Балашов, 1976).



Рисунок 44 – Нормализованные на примитивную мантию (по McDonough W.F., Sun S.S., 1995) содержания редкоземельных элементов в дунитах и хромититах Каменушинского массива, где: 1 – массивные жильные хромититы; 2 – шлировые хромититы; 3 – дуниты

Идентичность полей химического состава и тренды распределения редких элементов хромитовой минерализации и вмещающих дунитов предопределяют их магматическую природу, обусловленную совместной непрерывной кристаллизацией из общего расплава. Особенности железистости хромититов указывают на формирование акцессорных хромшпинелидов на ранних стадиях кристаллизации дунитового ядра, шлировых хромититов в более позднее время в слабо консолидированных дунитах, а массивных жильных хромититов на заключительном этапе развития рудообразующей системы в еще не окончательно закристаллизованных дунитах.

4.4. Платиноносность хромититов

Платинометалльная минерализация Каменушинского массива представлена Pt-Fe сплавами, что является характерной особенностью зональных массивов Платиноносного пояса Урала (Лазаренков, 1992; Иванов О., 1997; Garuti et al., 1997; Johan, 2002; Auge et al., 2005; Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2017; Zaccarini et al., 2018). Для информативного описания

характеристик химического состава минералов металлов платиновой группы использована треугольная проекция Cu+Ni – Pt – Fe системы тетраэдра Cu – Ni – Pt – Fe (Garuti et al., 2002). В шлировых и массивных жильных хромититах первичные Pt-Fe сплавы встречаются в виде минерала отвечающего по стехиометрии изоферроплатине (рисунок 45а, таблица 13).



Рисунок 45 – Особенности химического состава первичных Pt-Fe сплавов шлировых (1) и массивных жильных (2) хромититов: а – диаграмма составов Pt-Fe сплавов в координатах Cu+Ni – Pt – Fe ат.%; б – положение фигуративных точек составов минералов соответствующих изоферроплатине в координатах Pt – Fe ат.%.

Для первичных Pt-Fe сплавов наиболее информативным параметром при установлении хронологической последовательности их выделения является содержание в них железа (рисунок 45б), понижение концентрации которого указывает на возрастание фугитивности кислорода в эволюционированном рудоформирующем расплаве (Amosse et al., 2000). Таким образом, массивные жильные хромититы содержащие изоферроплатину с более низкой концентрацией железа (23,70-25,95 ат.% при ср. 24,88 ат.%) сформированы в более позднее время, чем шлировые хромититы ассоциирующие с более железистой изоферроплатиной (26,73-29,09 ат.% при ср. 28,13 ат.%).

Таблица 13

№ п.п.	Pt	Fe	Cu	Ni	Сумма	Формула
1	88,60	9,40	0,94		98,94	$Pt_{2,92}(Fe_{1,01}Cu_{0,07})_{1,08}$
2	89,20	8,88	0,90		98,98	$Pt_{2,97}(Fe_{0,95}Cu_{0,07})_{1,02}$
3	87,87	9,39	1,02		98,28	$Pt_{2,91}(Fe_{1,01}Cu_{0,08})_{1,09}$
4	87,98	10,01	0,44		98,43	$Pt_{2,92}(Fe_{1,05}Cu_{0,04})_{1,09}$
5	87,28	9,64	1,73	1,20	99,85	Pt _{2,86} (Fe _{0,95} Cu _{0,10} Ni _{0,08}) _{1,13}
6	87,81	9,26	1,46	1,24	99,77	$Pt_{2,90}(Fe_{0,92}Cu_{0,09}Ni_{0,09})_{1,10}$

Химический состав первичных Pt-Fe сплавов шлировых (1-6) и массивных жильных (7-16) хромититов Каменушинского массива, мас.%

№ п.п.	Pt	Fe	Cu	Ni	Сумма	Формула
7	87,06	8,75	0,71		96,52	$Pt_{2,97}(Fe_{0,98}Cu_{0,05})_{1,03}$
8	87,43	8,55	0,85	0,06	96,89	$Pt_{2,98}(Fe_{0,96}Cu_{0,06})_{1,02}$
9	88,12	8,60	0,76	0,02	97,50	$Pt_{2,99}(Fe_{0,96}Cu_{0,05})_{1,01}$
10	87,09	8,51	0,63	0,07	96,30	Pt _{2,99} (Fe _{0,96} Cu _{0,04} Ni _{0,01}) _{1,01}
11	84,52	8,17	0,60	0,14	93,43	Pt _{2,99} (Fe _{0,96} Cu _{0,04} Ni _{0,01}) _{1,01}
12	85,85	8,62	0,60		95,07	$Pt_{2,97}(Fe_{0,98}Cu_{0,04})_{1,02}$
13	87,99	8,49	0,52		97,00	$Pt_{3,01}(Fe_{0,95}Cu_{0,04})_{0,99}$
14	87,49	8,74	0,65		96,88	$Pt_{2,98}(Fe_{0,97}Cu_{0,05})_{1,02}$
15	88,88	8,88	0,59		98,35	$Pt_{2,98}(Fe_{0,98}Cu_{0,04})_{1,02}$
16	86,58	9,01			95,59	$Pt_{2,98}Fe_{1,02}$

Примечание. Формулы рассчитаны на 4 атома. Прочерк – ниже порога обнаружения.

Первичные платиновые интерметаллиды располагаются среди межзернового пространства хромшпинелидов (рисунок 46а,б) обладая при этом слабым идиоморфизмом. Также данные минералы обнаруживаются в самих хромшпинелидах отличаясь при этом наличием кристаллографических граней (рисунок 46в,г). Размер зерен изоферроплатины невелик и составляет в среднем 30 мкм при вариациях от 2 мкм до 100 мкм. Выделенные особенности согласуются с результатами других исследователей (Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Степанов, 2018б).



Рисунок 46 – Включения платиновых минералов в хромититах, где Crspl – хромшпинелид, Srp – серпентин: а – индивид изоферроплатины (*Pt₃Fe*) в серпентинитовой матрице хромшпинелидов 93

шлирового хромитита; б – кристалл изоферроплатины (Pt_3Fe) в интерстиционном пространстве хромшпинелидов массивного жильного хромитита; в – включение изоферроплатины (*Pt₃Fe*) в хромшпинелиде шлирового хромитита; г – то же, но в хромшпинелиде массивного жильного хромитита

Среди вторичных минералов по первичным Pt-Fe сплавам в шлировых и массивных жильных хромититах обнаруживаются большей частью минералы соответствующие составу тетраферроплатины и туламинита (рисунок 47а, таблица 14). Подобные минералы обнаруживаются в виде мелких зерен (редко более 10 мкм) ксеноморфного облика преимущественно в серпентинитовой матрице межзернового пространства хромшпинелидов (рисунок 48). На основе изучения последовательности и условий образования вторичных минералов платиновой группы выделенных из объектов Платиноносного пояса Урала был сделан вывод о связи происхождения вторичных МПГ с процессами серпентинизации дунитов (Бетехтин, 1935; Генкин, 1997; Степанов, 2017).



Рисунок 47 – Особенности химического состава вторичных минералов платиновой группы шлировых (1) и массивных жильных (2) хромититов, где 3 – идеальный состав минералов: а – диаграмма составов вторичных платиновых минералов в координатах Cu+Ni – Pt – Fe at.%; б – положение фигуративных точек составов минералов группы тетраферроплатины в координатах Ni – Fe – Cu ат.%

Таблица 14

	массивных жильных (7-14) хромититов Каменушинского массива, мас.%											
№ п.п.	Pt	Fe	Cu	Ni	Сумма	Формула						
1	77,03	21,8	0,12		98,95	$Pt_{1,01}(Fe_{0,98}Cu_{0,01})_{0,99}$						
2	77,25	21,70	0,20		99,15	$Pt_{0,97}(Fe_{1,00}Cu_{0,03})_{1,03}$						
3	77,07	22,03	0,23		99,33	$Pt_{0,97}(Fe_{1,01}Cu_{0,02})_{1,03}$						
4	76,43	17,89	2,26		96,58	$Pt_{1,00}(Fe_{0,92}Cu_{0,08})_{1,00}$						
5	74,94	22,17		1,66	98,77	$Pt_{0,97}(Fe_{0,96}Ni_{0,07})_{1,03}$						
6	74,47	12,47	10,26		97,20	$Pt_{2,04}Fe_{1,14}Cu_{0,82}$						
7	74,95	10,48	7,88	2,45	95,76	$Pt_{2,05}Fe_{1,05}(Cu_{0,69}Ni_{0,21})_{0,90}$						
	04											

Химический состав вторичных Pt-Fe интерметаллидов шлировых (1-6) и

№ п.п.	Pt	Fe	Cu	Ni	Сумма	Формула
8	75,04	10,33	13,07	1,02	99,46	$Pt_{1,95}Fe_{0,98}(Cu_{0,99}Ni_{0,08})_{1,07}$
9	76,08	12,58	9,39	0,46	98,51	$Pt_{2,07}Fe_{1,14}(Cu_{0,75}Ni_{0,04})_{0,79}$
10	74,76	20,44	1,03		96,23	$Pt_{1,02}(Fe_{0,93}Cu_{0,04})_{0,97}$
11	73,38	20,66		1,07	95,11	$Pt_{1,01}(Fe_{0,95}Ni_{0,05})_{1,00}$
12	77,95	17,34	4,46		99,75	$Pt_{1,05}(Fe_{0,78}Cu_{0,18})_{0,96}$
13	77,34	14,46	2,87	5,37	100,04	Pt _{1,03} (Fe _{0,64} Ni _{0,22} Cu _{0,11}) _{0,97}
14	74,67	18,08	—	8,16	100,90	Pt _{0,93} (Fe _{0,75} Ni _{0,31}) _{0,96}

Примечание. 1-5, 10, 11 – тетраферроплатина, формулы рассчитаны на 2 атома; 6-9 – туламинит, формулы рассчитаны на 2 атома; 12 – медистая тетраферроплатина; 13 – медистая ферроникельплатина; 14 – ферроникельплатина, формулы рассчитаны на 2 атома. Прочерк – ниже порога обнаружения.



Рисунок 48 – Включения платиновых минералов в хромититах, где Crspl – хромшпинелид, Srp – серпентин: а – индивид изоферроплатины (*Pt₃Fe*) частично замещенный тетраферроплатиной (*PtFe*) в

серпентинитовой матрице хромшпинелидов шлирового хромитита; б – выделение тетраферроплатины (PtFe) в серпентинитовой матрице хромшпинелидов массивного жильного хромитита; в – включение туламинита (Pt_2FeCu) в серпентинитовой матрице шлирового хромитита; г – то же, но масивного хромитита; д – скопление индивидов изоферроплатины (Pt_3Fe) , тетраферроплатины (PtFe) и медистой тетраферроплатины (Pt(Fe,Cu)) в массивном жильном хромитите; е – выделение медистой ферроникельплатины (Pt(Fe,Ni,Cu)) в массивном жильном хромитите

Дисперсия составов тетраферроплатины обусловлена постоянным присутствием меди и никеля, вариационные содержания которых также оказывают влияние на составы туламинита (рисунок 47б). В целом, характер распределения тетраферроплатины и туламинита указывает на отсутствие явных различий в их размещения и превалирующей роли того или иного вторичного минерала по первичным Pt-Fe сплавам для шлировых и массивных жильных хромититов.

Важным критерием при оценке рудоносности является определение характера размещения минералов металлов платиновой группы в хромититах. В многочисленных работах, посвященных изучению концентрирования Pt-Fe сплавов в хромититах зональных массивов Платиноносного пояса Урала отмечается крайне неравномерное распределение платинометалльной минерализации, заключающееся в сосредоточении 80-90% объема МПГ в виде крупных самородков (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956; Лазаренков, 1992; Garuti et al., 1997; Иванов О., 1997; Волченко и др., 2007; Пушкарёв и др., 2007; Козлов и др., 2011; Степанов и др., 2017). Однако сделанные выводы базируются на исследованиях хромититов преимущественно Нижнетагильского, Светлоборского и Вересовоборского массивов.

По результатам исследований методами электронной микроскопии 30 взаимно перпендикулярных прозрачно-полированных шлифов и 4 аншлифов изготовленных из шлировых и массивных жильных хромититов был сделан вывод о повсеместном распределении в них МПГ, имеющих при этом малую размерность (ср. 25 мкм по результатам 84 замеров). Суммарное содержание ЭПГ по данным метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) при этом составляет 1,72-2,10 г/т (ср. 1,87 г/т) и 2,05-4,10 г/т (ср. 3,46 г/т) для шлировых и массивных жильных хромититов соответственно. Заверка полученных данных пробирно-атомно-эмиссионным анализом на основе дублированных проб дало схожие результаты в значительной степени коррелирующие с концентрациями ЭПГ по ICP-MS методу (рисунок 49), что наряду с отсутствием аномально повышенных или пониженных содержаний указывает на незначительную роль «эффекта самородка».

Преимущественное концентрирование МПГ в хромититах Каменушинского массива в виде мелких зерен также подтверждается результатами отработки Нясьминской россыпи, чей потенциал обязан непосредственно рассматриваемому зональному клинопироксенит-

дунитовому массиву. Так, в отличие от Исовской и Нижнетагильской россыпей, образовавшихся в результате эрозии Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского массивов Уральского Платиноносного пояса с характерным обнаружением крайне крупных самородков платины массой до нескольких кг (Высоцкий, 1913, 1925), в Нясьминском россыпном узле, ассоциирующим с Каменушинским массивом, был обнаружен лишь один 30ти граммовый самородок с абсолютным преобладанием мелких зерен платиноидов (Высоцкий, 1913). Таким образом, результаты микроскопических и аналитических исследований указывают на преимущественное концентрирование элементов платиновой группы в телах хромититов Каменушинского массива.



Рисунок 49 – Содержания элементов платиновой группы в массивных жильных (1-2) и шлировых (3-4) хромититах по данным метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (2,4) и пробирноатомно-эмиссионного анализа (1,3)

Примечание. Гистограммы составлены на основе средних содержаний ЭПГ по результатам исследования 6 проб каждым методом

Формулировка 1 защищаемого положения:

Акцессорные, шлировые и жильные формы проявления хромитовой минерализации Каменушинского массива сингенетичны вмещающим их дунитам и сформировались на различных стадиях их образования.

4.5. О механизме образования хромитовой минерализации Каменушинского массива

Так как платиновая минерализация Каменушинского массива концентрируется в хромититовых телах, то поиск коренной платины сводится к выявлению скоплений хромититовых образований, вследствие чего понимание механизма появления и эволюции хромитовой минерализации особенно важно. Представления о происхождении хромитовой минерализации в рамках становления массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации достаточно подробно рассмотрены рядом исследователей (Иванов О., 1997; Ферштатер и др., 1999; Сидоров и др., 2004; Пушкарев и др., 2015; Кутырев, 2019) и принципиально делятся на магматические и метасоматические. Полученные структурно-текстурные, морфологические и вещественные особенности акцессорных хромшпинелидов, шлировых и массивных жильных хромититов, а также вмещающих дунитов в совокупности с данными предшественников свидетельствуют о становлении всех форм хромитовой минерализации в ходе кристаллизации дунитового ядра Каменушинского массива на различных стадиях его формирования. В этой связи далее рассматриваются аспекты магматических моделей.

В рамках рассмотрения магматических моделей важным является вопрос о составе первичного расплава, который продолжает обсуждаться (Himmelberg and Loney, 1995; Иванов О., 1997; Johan, 2002; Burg et al., 2009; Степанов, 2018б; Кутырев, 2019; Abdallah et al., 2019; Cui et al., 2020). В истоках изучения генезиса массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выдвинул гипотезу о родоначальной магме базальтоидного состава (Левинсон-Лессинг, 1900). Этой позиции придерживался ряд исследователей (Воробьева и др., 1962; Findlay, 1969; Murrey, 1972; Irvine, 1974; Himmelberg and Loney, 1995; Осипенко и др., 2002). О.К. Иванов (1997) указывает на возможность образования дунитов при фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации базальтоидных магм, однако утверждает, что подобный механизм «может привести к образованию оливинового кумулата со значительным (до 40%) количеством интеркумулусной жидкости, но не дунита» (Иванов О., 1997, стр. 257). Гипотеза о дифференциации магмы верлитового состава (Irvine, 1963; Simkin and Smith, 1970; Ферштатер, 2013) не поддерживалась широким кругом специалистов ввиду того, что характерные клинопироксенитовые образования, обрамляющие дунитовые ядра рассматривались как самостоятельные интрузии. Предположение об образовании ультрамафитовой магмы в результате фракционного плавления мантии получило широкое развитие (Дэли, 1936; Ruckmik et. al., 1959; Ефимов и Ефимова, 1967; Taylor, 1967; Ефимов, 1984; Ланда и др., 1987, 2007; Garuti et al., 1997; Bea et al., 2001; Burg et al., 2009). Вместе с тем, А.А. Ефимов отметил, что рассмотрение дунита в качестве мантийного рестита не отвечает на ряд фундаментальных вопросов, в особенности неясности характера мантийных выплавок (Ефимов, 2010). Также стоит упомянуть, что имеются данные о возможности формирования

зональных мафит-ультрамафитовых комплексов и сопутствующей рудной минерализации из анкармитовых расплавов (Della-Pasqua and Varne, 1997; Krause et al., 2007), из расплавов, чей состав близок к тылаитовому и коматиитовому (Ферштатер и Пушкарев, 1992; Гурович и др., 1994), а также расплавов, соответствующих лампроитовым магмам (Mues-Schumacher et al., 1995; Чайка и Изох, 2018). Однако представления об анкармитовом, тылаитовом, коматиитовом или лампроитовом составе родоначальных магм для массивов Урало-Аляскинского типа не получили развития.

В настоящее время наибольшее распространение получила гипотеза о пикритовом составе родоначального расплава (Марковский и Ротман, 1981; Некрасов и др., 1994; Johan, 2002; Округин, 2004, 2011; Batanova et al., 2005; Толстых и др., 2011; Мочалов, 2013; Симонов и др., 2011, 2016, 2017; Округин и др., 2018; Степанов, 2018б; Кутырев и Жирнова, 2019; Kutyrev et al., 2021), поскольку в наибольшей степени отражает минералого-петрографические особенности пород зональных мафит-ультрамафитовых комплексов и подтверждается геохимическими исследованиями, а также термодинамическими расчетами (Округин, 2004).

Несмотря на значительные расхождения во мнениях о составе родоначального расплава, для формирования массивов Урало-Аляскинского типа и сопутствующей хромитовой минерализации, исследователи постулируют кумулусную природу оливина. Наряду с этим, большинством последователей магматической модели становления зональных ультрамафитмафитовых массивов поддерживаются представления о совместном фракционировании оливина и хромшпинелидов (Irvine, 1974; Гурович и др., 1994; Осипенко и др., 2002; Garuti et al., 2002, 2003; Johan, 2002, 2006; Округин, 2004, 2011; Batanova et al., 2005; Сидоров и др., 2004, 2012; Tolstykh et al., 2005, 2015; Burg et al., 2009; Scheel et al., 2009; Толстых и др., 2011; Симонов и др., 2011, 2016, 2017; Su et al., 2012; Li et al., 2013; Ферштатер, 2013; Thakurta et al., 2014; Yang et al., 2018; Zaccarini et al., 2018; Степанов, 20186; Spence, 2020; Cui et al., 2020; Khedr et al., 2020; Milidragovic et al., 2021; Wang et al., 2021 и др.). В ряде работ, представленных ниже, этот процесс рассмотрен более подробно с точки зрения формирования различных текстурноморфологических типов хромитовой минерализации.

Изучая хромит-платиновую минерализацию Кытлымского и Уктусского зональных мафит-ультрамафитовых комплексов, Дж. Гарути с соавторами пришел к выводу, что тела хромититов сингенетичны вмещающим дунитам (Garuti et al., 2002, 2003). Согласно предложенному варианту развития системы рудообразования, хромититы сформировались во время кристаллизации вмещающего их дунита, путем накопления зерен хромшпинелида с последующим медленным охлаждением, осаждением и закалкой. При этом процесс становления хромититов имел непрерывный и постепенный характер, что отражено в текстурных особенностях хромитсодержащих агрегатов. Так, сегрегации и вытянутые

линзообразные тела хромититов, состоящие из плотносложенных кристаллов хромшпинелидов (<10 об. % силикатов), окружены каймой вкрапленных хромититов (от 40 до 60 об. % силикатов), которые без перерыва переходят в убоговкрапленные хромшпинелиды в дуните. Согласно авторам исследования, подобные морфологические особенности хромититовых образований могут быть обусловлены только близодновременной кристаллизацией рудообразующих хромшпинелидов с оливином.

На примере Инаглинского концентрически-зонального массива Алданского щита А.В. Округин кристаллизационно-ликвационную формирования предложил модель платиноидно-хромититовых руд мафит-ультрамафитовых комплексов (Округин, 2004). Согласно этой модели, в магматической камере при подъеме высокохромистого пикритового расплава происходит накопление кумулятивного оливина путем кристаллизации единичных его выделений в остаточном расплаве. Дальнейшее протекание процесса сопровождается выделением сверхкотектического оливина, в результате чего остаточный расплав достигает поля несмесимости, что приводит к ликвации рудно-оксидной жидкости от силикатного расплава. Первые капельки рудной жидкости кристаллизуются в виде хромшпинелидов в интерстиционном пространстве кумулятивного оливина. Затем при продвижении фронта ликвации вслед за ореолом кристаллизации оливина, коалесценция отдельных капелек хромитового вещества приводит к образованию вкрапленной формы хромитовой минерализации различной интенсивности. Продолжающаяся дунитов кристаллизация способствует накоплению летучих компонентов в остаточном расплаве и повышению давления в системе, в результате чего появляются трещины в твердо-пластичных дунитах, которые заполняются рудным веществом. Таким образом, хромититовые выделения крайне формы свидетельствуют об их деформации в еще не окончательно неправильной консолидированных дунитах. К подобному выводу Н.К. Высоцкий пришел почти веком ранее, считая специфическую текстуру хромититовых шлиров очевидным доказательством их магматической природы (Высоцкий, 1913).

Рассматривая особенности формирования хромитовой минерализации зонального мафит-ультрамафитового Гальмоэнанского массива в Корякии Е.Г. Сидоров с соавторами также отметил, что, когда кристаллизация дунитов начинает носить «массовый» характер и степень их консолидации достигает 80-90%, могут возникать зоны проницаемости, в которые устремляется рудное вещество и формируются тела массивных жильных хромититов (Сидоров и др., 2004). Позднее Е.В. Пушкарев на основе изучения хромит-платиновых руд в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа также утверждал, что в заключительной стадии становления дунитового ядра с понижением температуры системы ее вязкость возрастает и наступает момент, когда внутри дунитовой матрицы начинают

формироваться разрывы и полости отслоения, куда рудное вещество может мигрировать и привести к образованию рудных брекчий или «жильно-штокверковых зон» (Пушкарев, 2020). В свою очередь, подобные зоны рядом исследователей описываются как хромититовые шлиры и жилы (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Taylor, 1967; Nixon and Rublee, 1988; Slansky et al., 1991; Johan, 2002; Сидоров и др., 2004, 2012; Auge et al., 2005; Burg et al., 2009; Scheel et al., 2009; Сидоров, 2009; Мочалов, 2013; Чайка и Изох, 2018; Степанов, 2018б; Кутырев, 2019; Spence, 2020; Wang et al., 2021).

Результаты исследований зональных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации Н.Д. Толстых с соавторами (Толстых и др., 2011) подтверждают возможность формирования хромитовой минерализации в соответствии с моделью, предложенной А.В. Округиным (2004). Так в пикритовом расплаве, из которого кристаллизуются дуниты, присутствуют взвешенные капельки оксидной жидкости. На раннем этапе кристаллизации дунита ликвационные металлооксидные обособления не успевают накапливаться в достаточном количестве, поэтому из расплава отдельно формируется тонкорассеянная хромитовая вкрапленность. По мере кристаллизации дунита и в ходе эволюции минералообразующей системы в остаточном расплаве происходит накопление, обособление и оседание оксиднометаллического вещества, из которой впоследствии кристаллизуются хромитовые шлиры и массивные жильные хромититы.

Комплексное изучение хромит-платинового оруденения зональных массивов Платиноносного пояса Урала позволили С.Ю. Степанову дополнить модель, предложенную А.В. Округиным (2004), сделав вывод о том, что на развитие рудообразующей системы значительную роль играет флюидный режим (Степанов 2018б). Подчеркнуто, что именно флюидно-динамические процессы в ходе кристаллизации дунитового ядра обуславливают концентрацию рудно-оксидной жидкости и образование шлировых и массивных жильных хромититов в зонах фациальных контактов дунитов различных по зернистости.

На примере зональных массивов Урало-Аляскинского типа, расположенных в Египте и Китае рассмотрена схожая модель формирования хромитовой минерализации (Khedr et al., 2020; Wang et al., 2021). В рамках этой модели хромшпинелиды образуются в кумулятивном оливиновом агрегате в ходе их совместной фракционной кристаллизации, формируя рассеянные хромититовые сегрегации. По мере кристаллизации оливина хромитовое вещество также накапливается в остаточной магме совместно с летучими компонентами. Накопление последних приводит к замедлению времени кристаллизации расплава и образованию рудной «каши», из которой впоследствии формируются тела шлировых хромититов. В.Г. Гуровичем с соавторами ранее был предложен идентичный механизм образования хромит-платиновых рудных зон Кондерского зонального мафит-ультрамафитового массива, размещенного в

пределах Алданского щита (Гурович и др., 1994). Согласно предложенному механизму, кристаллизация акцессорных хромшпинелидов проходила совместно с накоплением кумулятивного оливина, в то время как крупные хромититовые образования сформировались на заключительных этапах становления Кондерского массива из остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами.

Рядом исследователей мафит-ультрамафитовых комплексов Урало-Аляскинского типа (Auge et al., 2005; Guillou-Frottier et al., 2014) была привлечена модель, в рамках которой крупные хромититовые сегрегации формируются путем прохождения рудного вещества по протяженному каналу сквозь дунитовый агрегат. В этой модели области раздува канала, созданные динамическими напряжениями, постоянно «питались» расплавом, проходящим через дуниты, и хромитовое вещество накапливалось в результате конвективных процессов. Стоит отметить, что при помощи модели, предложенной Т. Оже с соавторами и развитой в дальнейшем Л. Гийу-Фротье совместно с коллективом исследователей, было обосновано образование крупных хромититовых сегрегаций офиолитовых комплексов (Su et al., 2021).

Как было сказано выше (см. раздел 5.2) раннемагматическая природа акцессорных хромшпинелидов у исследователей комплексов Урало-Аляскинского типа не вызывает сомнений. На основе текстурных особенностей хромититовых обособлений и характеру изменения фугитивности кислорода в рудообразующей системе было достоверно установлено, что шлировые формы хромитовой минерализации сформировались раньше массивных жильных хромититов, характеризующихся более резкими контактами с вмещающими дунитами и отражающими условия их становления при более высоких значениях летучести кислорода (Johan, 2002, 2006; Чащухин и др., 2002; Garuti et al., 2003; Сидоров и др., 2004; Scheel et al., 2009; Толстых и др., 2011; Сидоров и др., 2012; Zaccarini et al., 2018; Wang et al., 2021).

Резюмируя вышесказанное, на основе существующих петрологических магматогенных моделей становления концентрически-зональных массивов Урало-Аляскинского типа и хромитовой минерализации, предлагается следующий возможный механизм развития рудообразующей системы Каменушинского массива в ходе кристаллизации его дунитового ядра.

Доказано, что нахождение в системе фазовых равновесий MgO-SiO₂-Cr₂O₃ компонентов Fe₂O₃, FeO и CaO обуславливает первоочередное выпадение кристаллов оливина из пикритового расплава и обогащение остаточного расплава кремнеземом, оксидом хрома и оксидом кальция (Округин, 2004). Так, в глубинной магматической камере с продвижением фронта кристаллизации из исходного высокомагнезиального пикритового расплава начинает накапливаться кумулятивный оливин. Возрастание объема кристаллизующегося кумулятивного оливина приводит к постепенному увеличению концентрации хрома, платиноидов, кремнезема

и других, несовместимых по отношению к оливину, элементов в остаточном расплаве, в результате чего из этого расплава начинают ликвировать первые капельки металлооксидной жидкости (рисунок 50A).



Рисунок – 50. Схема формирования хромитовой минерализации Каменушинского массива, где 1 – исходный расплав; 2 – остаточный расплав; 3 – оливин; 4 – хромшпинелид; 5 – флюид; 6 – контракционные трещины отрыва

На раннем этапе кристаллизации дунитового ядра, выделенные из расплава капельки рудного вещества, не успевают накапливаться, в результате чего формируется акцессорная вкрапленность хромшпинелидов. В случае, если дальнейшее протекание процесса происходит в статической обстановке, то хромшпинелид кристаллизуется в равновесии с оливином (рисунок 50Б). С увеличением степени кристаллизации дунитовой матрицы, зерна оливина дорастают из остаточного расплава и могут захватывать кристаллы хромшпинелида. Данный процесс заканчивается формированием классического дунита с равномерно-распределенным идиоморфным и гипидиоморфным акцессорным хромшпинелидом (рисунок 50В).

В случае развития в магматической системе флюидного режима совместно с накоплением кумулятивного оливина, остаточный расплав достигает поля несмесимости, что

приводит к отделению рудно-оксидной жидкости от силикатного расплава (рисунок 50Г). Установлено, что протекание флюидно-динамических процессов в переходной области развития дунитов различных по зернистости способствует накоплению остаточного расплава и обуславливает более длительную кристаллизацию дунитов (Степанов, 2018б). Как следствие, продолжительная кристаллизация в динамической обстановке приводит к активной ликвации хромитового вещества, что находит отражение в значительно более высоком содержании акцессорного хромшпинелида в порфировидных дунитах по сравнению с их мелко-, средне- и крупнозернистыми разностями, а также дунит-пегматитами.

Флюидно-динамические процессы в магматической камере переносят капельки хромитовой жидкости, которые, находясь в потоке, в результате межмолекулярных сил притяжения, связываются между собой (рисунок 50Д). Накопление хромитового вещества линейно ограничено, поскольку, как было сказано, флюидно-динамическая проработка протекает на участках, расположенных между дунитами различными по зернистости. Так, интенсивность флюидно-динамических процессов обуславливает не только формирование зон хромитовой минерализации Каменушинского массива, но и их вытянутую форму. В конечном итоге формируются шлировые хромититы (рисунок 50Е).

Эволюция магматической системы на фоне флюидно-динамических процессов также может сопровождаться образованием массивных жильных хромититов. Так, на заключительных стадиях кристаллизации дунитового ядра, когда оливиновый агрегат находится еще в тугопластичном состоянии, в результате уменьшения объема формируемой породы могут возникнуть контракционные трещины отрыва, в которые устремиться ликвированное хромитовое вещество (рисунок 50Ж). Заполненные рудным веществом трещины могут деформироваться в еще не полностью консолидированных дунитах, что находит отражение в крайне неправильной форме сформированных хромититовых тел, (рисунок 503).

Таким образом, в ходе единой и непрерывной кристаллизации дунитового ядра сформировалась хромитовая минерализация Каменушинского массива, а шлировые и массивные жильные хромититы сложили линейно-вытянутые минерализованные зоны в полях развития дунитов различных по зернистости.

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВА

Как было выше сказано, платиновая минерализация зональных массивов дунитклинопироксенит-габбровой формации распределена весьма неравномерно, а вмещающие ее обособления хромититов имеют незначительные размеры (например, рисунок 40). В этой связи оконтурить продуктивную часть по результатам опробования только горных выработок практически невозможно. Поэтому важно найти косвенные поисковые признаки, которые позволят локализовать перспективные площади, на которых можно сосредоточить поисковые работы. Для решения этой задачи, а также оценки особенностей взаимоотношения даек и хромит-платиновой минерализации была проведена литогеохимическая съемка, покрывающая все дунитовое ядро Каменушинского массива и частично его клинопироксенитовою кайму.

4.1. Методика проведения литогеохимической съемки и обработки результатов

Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния осуществлялась по известной методике (Беус и др., 1975; Поликарпочкин, 1976; Сает, 1982; Григорян и др., 1983; Соловов, 1985; Алексеенко, 2000) путем отбора песчано-глинистого и глинистого элювиальноделювиального материала массой 200-300 г по прямоугольной сети 200×20 м. Стоит отметить, что на некоторых участках массива, особенно в местах отработанных россыпей в логах на западе и востоке центральной части массива, а также заболоченной местности на северо-западе территории, литогеохимические пробы не отбирались, что связано с наличием покрова техногенных и аллювиальных отложений, заторфованностью территории, либо полным отсутствием элювиально-делювиальных отложений и выходом коренных пород на дневную поверхность. Таким образом, общее число маршрутов, пройденных с запада на восток, составило 23 профиля. В ходе прохождения данных профилей было отобрано, а затем проанализировано 1948 проб. Для корректной и комплексной интерпретации данных в дальнейшем помимо отбора литогеохимических проб также проводились геологические наблюдения и штуфное опробование.

В первую очередь при изучении вторичных ореолов рассеяния следует проанализировать ландшафтные особенности, которые могут оказывать существенную роль в миграции элементов (Теоретические основы..., 1968; Сафронов, 1971; Беус и др., 1975; Поликарпочкин, 1976; Сает, 1982; Григорян и др., 1983; Соловов, 1985). Так, геоморфологическая оценка Каменушинского массива на основе геологических наблюдений и характера изогипс (см. рисунок 3а) позволяет отнести его к массиву с волнистым типом рельефа, где вторичные ореолы развиваются путем перемещения обломков и диффузии растворенных веществ в горной влаге и размещаются непосредственно над первичными ореолами. Выделенный волнистый тип

рельефа обуславливает слабо проявленные процессы дефлюкции, получившие преимущественное развитие на склонах, что указывает на незначительное смещение вторичных от первичных ореолов рассеяния (Минибаев, 2018б). Это позволяет заключить, что вторичные ореолы рассеяния Каменушинского массива являются преимущественно остаточными, в которых в существенной степени сохраняются взаимосвязи химических элементов, свойственные коренной минерализации (Поликарпочкин, 1976; Григорян и др., 1983; Соловов, 1985).

При использовании геохимических методов, направленных на выявление коренного платинометалльного оруденения клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала, помимо определения в пробах содержаний элементов платиновой группы (ЭПГ) традиционно устанавливалось содержание хрома как элемента-индикатора (Лазаренков и др., 1992; Иванов О., 1997; Золоев и др., 2001; Телегин, 2006ф, 2009ф; Дурягина, 2015). С целью выявления особенностей размещения хромит-платиновой минерализации в пределах Каменушинского массива помимо определения содержаний ЭПГ и хрома в элювиально-делювиальных отложениях в них также были определены концентрации еще 24 элементов-примесей (таблица 15).

Таблица 15

№ п.п.	Группа	Элементы
1.	Благородные металлы	Pt, Pd, Au, Ag
2.	Транзитные элементы	As, B, Bi, Cd, Cu, Ge, Hg, Mo, Pb, Sb, Sn, W, Zn
3.	Элементы группы железа	Cr, Co, Mn, Ni, V
4.	Летучие элементы	Р
5.	Высокозарядные элементы	U
6.	Крупноионные литофильные элементы	Ba, Li

Классификационная схема описания химических элементов

Примечание. Разделение элементов на группы проведено в соответствии с классификацией Rollinson H.R. (1993)

Данные проведенных геохимических исследований обрабатывались методами математической статистики и графического моделирования согласно рекомендациям (Шарапов, 1971; Каждан и др., 1979; Fletcher, 1981; Овчинников, 1983; Loon et al., 1989; Waelder, 2008) при помощи программного обеспечения Microsoft Excel 2010, Statistica 10.0, Surfer 13 и CorelDraw X7. Для проведения статистического анализа и построения карт аномалий были выделены значимые величины, т.е. из массива данных были исключены значения, находящиеся ниже порога обнаружения, а также аномально высокие и аномально низкие значения (Минибаев, 2018б). Для расчета минимально аномальных положительных и отрицательных значений

использовался стандартный множитель є (Марченко, 1998; Алексеенко, 2000). Также оценивались типы статистического распределения содержаний элементов, концентрации с логнормальным распределением приводились к нормальному путем логарифмирования, после чего составлялась корреляционная матрица и рассчитывались факторные нагрузки. Карты аномалий строились на схематичном плане Каменушинского массива путем выделения фонового содержания элемента и оконтуривания аномалий по линиям изоконцентраций на основе рассчитанных параметров геохимического поля. При дальнейших расчетах пробы со значениями химических элементов ниже предела обнаружения прибора заменялись на 1/10 минимального значения по выборке.

4.2. Особенности химического состава литогеохимических проб

Следы платины обнаруживаются в подавляющем количестве проб (83,07%). Из оставшихся проб около 15% приходятся на элювиально-делювиальные отложения, отобранные в пределах развития клинопироксенитовой каймы. Это указывает на повсеместное распространение платины в пределах всего дунитового ядра массива, однако высокое значение стандартного отклонения свидетельствует о наличии более или менее обогащенных участков данным элементом. Среднее содержание платины составляет 0,032 г/т (таблица 16), имея при этом фоновые концентрации в пределах 0,00-0,07 г/т. Повышенные содержания платины (0,30-1,26 г/т) обнаруживаются в северной и центральной частях массива, в частности на Хромитовом увале и северном склоне г. Соколиная, где получили распространение крупнозернистые дуниты и дунит-пегматиты.

Содержания других благородных металлов, таких как золото, палладий и серебро, имеют достаточно низкие значения (таблица 16) и в пробах обнаруживаются достаточно редко (16,17%, 8,78% и 3,49% соответственно). Коэффициенты Pt/Au, Pt/Pd, Pt/Ag по средним содержаниям в литогеохимических пробах варьируют в пределах 6,4-16,0, что указывает на преобладание платины над другими благородными металлами почти на порядок, подтверждая при этом монометалльную геохимическую специфику.

Хром, как элемент-индикатор платинового оруденения, имеет наибольшие содержания (среднее 1023,4 г/т) среди проанализированных элементов-примесей в элювиальноделювиальных отложениях. В пробах с высокими (>4000 г/т) содержаниями хрома также обнаруживаются наибольшие концентрации платины.

В целом, все элементы-примеси в элювиально-делювиальных отложениях имеют неравномерный характер распределения, о чем свидетельствуют достаточно вариативное поведение минимальных и максимальных концентраций этих элементов, а также значимые величины стандартного отклонения (таблица 16).

Особое внимание на себя обращают элементы группы железа, среди которых никель и его геохимический аналог – кобальт, так же выделены как индикаторные элементы для хромитплатиновой минерализации (Лазаренков и др., 2001, 2002). Фоновые содержания для никеля варьируют от 100 до 400 г/т, кобальта 40-140 г/т. Пробы с высоким содержанием хрома также сопровождаются повышенными концентрациями марганца, фоновые содержания которого колеблются в пределах 400-1300 г/т.

Таблица 16

			•							
N⁰	2	Кол-во	ПО	Среднее	Стандартное	Min	Мон			
п.п.	Элемент	значимых	IIO	содержание	отклонение	Min	Max			
		величин	_							
Благородные металлы										
1.	Au	315	0,002	0,005	0,0014	НПО	0,026			
2.	Pd	171	0,002	0,004	0,0024	НПО	0,073			
3.	Pt	1813	0,002	0,032	0,0423	НПО	1,262			
4.	Ag	68	0,002	≈0,002	0,0020	НПО	0,005			
			Группа тр	анзитных элем	ентов	·				
5.	As	645	0,005	≈0,005	0,0021	НПО	0,029			
6.	В	1558	0,001	12,2	4,3	НПО	36			
7.	Bi	1541	0,003	0,5	0,2	НПО	1			
8.	Cd	662	0,002	1,3	0,7	НПО	5			
9.	Cu	1716	0,001	17,0	5,8	НПО	57			
10.	Ge	1070	0,001	1,5	0,6	НПО	3			
11.	Hg	1278	0,001	2,6	1,4	НПО	9			
12.	Мо	1607	0,0005	1,9	2,0	НПО	19			
13.	Pb	1679	0,003	11,9	4,2	НПО	59			
14.	Sb	1784	0,0005	2,0	0,8	НПО	6			
15.	Sn	1573	0,002	4,4	3,2	НПО	37			
16.	W	1790	0,01	2,4	1,5	НПО	29			
17.	Zn	1462	0,05	55,6	36,5	НПО	190			
	1	1	Элемен	ты группы жел	еза	I				
18.	Cr	1887	0,001	1023,4	761,1	46	>6000			
19.	Co	1604	0,001	94,9	49,7	4	180			
20.	Ni	1802	0,0003	263,0	151,4	17	830			
21.	Mn	1773	0,4	972,8	505,8	200	3300			
22.	V	1814	0,0003	36,8	20,0	3	170			
	1	I	Группа	летучих элемен	ТОВ	I				
23.	Р	1392	0,1	122,4	62,9	НПО	430			
			Группа высс	окозарядных эл	ементов	I				

Содержания элементов-примесей в элювиально-делювиальных отложениях Каменушинского массива, г/т
№ п.п.	Элемент	Кол-во значимых величин	ПО	Среднее содержание	Стандартное отклонение	Min	Max		
24.	U	1601	0,015	5,4	4,7	НПО	16		
		Групп	а крупноион	ных литофильн	ых элементов				
25.	Ba	1759	0,003	402,5	256,6	84	1500		
26.	Li	1770	0,03	27,2	9,7	8	95		

Примечание. ПО – порог обнаружения, НПО – ниже порога обнаружения, Min – наименьшее содержание в пробе, Max – наибольшее содержание в пробе

4.3. Статистическая характеристика результатов литогеохимического опробования

С целью определения характера взаимоотношений элементов во вторичных ореолах рассеяния необходимо обратиться к статистическому анализу с помощью построения корреляционной матрицы и факторному анализу методом главных компонент. Значения корреляционной матрицы (таблица 17) указывают на сильную корреляцию Pt-Cr (r=+0,67). При этом отмечается, что сильных связей у платины с другими элементами не обнаруживается. Это в свою очередь свидетельствует и подтверждает ранее сделанные предположения о доминирующем концентрировании платиноидов в телах хромититов.

Из наиболее значимых связей платины с другими элементами также можно выделить Pt-Mn (r=+0,46), Pt-Ni (r=+0,48), Pt-Co (r=+0,58), Pt-Sn (r=+0,57), Pt-Zn (r=+0,39), Pt-W (r=+0,43). Значительная связь между платиной и вольфрамом может быть обусловлена вхождением последнего в кристаллическую решетку хромшпинелидов, образующих хромититы. Тем не менее, приведенное взаимоотношение достаточно трудно интерпретировать в виду крайне низких, близких к пороговым, концентрациям вольфрама, а также слабой изученности поведения данного элемента в зональных дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах и связанных с ними месторождениях.

Обращают на себя внимание достаточно хорошо проявленные отрицательные коэффициенты Pt-Ba (r=-0,38) и Pt-U (r=-0,46). С остальными элементами платина образует слабые положительные или отрицательные связи, что делает определение вклада этих примесных элементов в развитие платинометалльной минерализации с точки зрения анализа вторичных ореолов рассеяния не достаточно информативным.

Таблица 17

Корреляционная матрица взаимоотношений элементов-примесей элювиально-делювиальных отложений Каменушинского массива

	lgAu	lg Pd	lg Pt	lgAg	lgAs	lg B	lg Ba	lg Bi	lgCd	lgCo	lgCr	lgCu	lgGe	lg Hg	lgLi	lg Mn	lg Mo	lgNi	lgP	lg Pb	lgSb	lgSn	lgU	lgV	lgW	lgZn
lgAu	1,00																									
lg Pd	0,09	1,00																								
lgPt	-0,09	-0,04	1,00																							
lgAg	0,08	-0,03	-0,10	1,00																						
lgAs	0,00	0,01	0,02	-0,02	1,00																					
lg B	0,00	-0,02	0,12	-0,04	0,20	1,00																				
lg Ba	0,07	0,01	-0,38	0,12	-0,04	-0,22	1,00																			
lg Bi	0,07	-0,10	0,17	0,10	-0,04	0,09	0,26	1,00																		
lgCd	0,00	0,06	-0,20	-0,03	-0,20	-0,07	0,12	-0,12	1,00																	
lgCo	-0,07	-0,08	0,58	-0,05	-0,03	0,07	-0,08	0,63	-0,18	1,00																
lgCr	-0,08	-0,09	0,67	-0,09	0,07	0,30	-0,52	0,32	-0,24	0,60	1,00															
lgCu	0,11	0,15	-0,09	0,01	0,12	0,52	0,12	0,29	0,10	0,07	-0,02	1,00														
lgGe	-0,02	0,02	0,22	-0,06	0,17	0,47	-0,42	0,23	-0,14	0,14	0,50	0,23	1,00													
lg Hg	-0,05	-0,03	-0,03	-0,02	-0,08	-0,10	0,49	0,03	0,11	0,09	-0,20	0,01	-0,26	1,00												
lgLi	0,05	-0,05	-0,12	0,03	-0,09	-0,08	0,44	0,32	0,10	0,36	-0,26	0,29	-0,47	0,34	1,00											
lgMn	-0,01	-0,05	0,46	0,01	0,07	0,25	-0,26	0,57	-0,20	0,75	0,71	0,16	0,41	-0,20	0,09	1,00										
lgMo	0,00	0,01	0,05	0,08	-0,10	0,10	0,12	0,18	0,13	0,11	0,09	0,14	0,10	0,21	0,03	0,09	1,00									
lgNi	-0,03	-0,14	0,48	-0,01	0,01	0,34	-0,24	0,69	-0,18	0,77	0,65	0,29	0,37	-0,15	0,23	0,71	0,10	1,00								
lgP	0,09	-0,03	0,24	0,08	0,09	0,33	0,08	0,62	-0,14	0,50	0,44	0,41	0,31	-0,02	0,18	0,61	0,15	0,57	1,00							
lg Pb	0,11	0,05	-0,28	0,13	0,05	0,39	0,36	-0,11	0,13	-0,35	-0,27	0,35	0,07	0,26	-0,04	-0,28	0,16	-0,27	0,04	1,00						
lgSb	0,00	0,04	0,06	-0,13	-0,25	-0,02	0,21	0,01	0,19	0,10	-0,06	0,02	-0,15	0,45	0,21	-0,08	0,13	-0,06	0,02	0,12	1,00					
lgSn	-0,03	-0,08	0,57	-0,04	0,15	0,46	-0,56	0,33	-0,24	0,52	0,90	0,13	0,57	-0,29	-0,23	0,70	0,07	0,69	0,48	-0,20	-0,17	1,00				
lgU	0,07	0,09	-0,46	0,08	-0,07	-0,11	0,69	-0,05	0,26	-0,38	-0,60	0,15	-0,24	0,47	0,17	-0,49	0,15	-0,49	-0,12	0,53	0,33	-0,63	1,00			
lgV	0,04	0,21	-0,20	-0,03	0,09	0,40	-0,08	-0,04	0,07	-0,30	0,02	0,39	0,49	-0,19	-0,39	0,00	0,13	-0,12	0,08	0,37	-0,04	0,10	0,24	1,00		
lgW	0,03	-0,09	0,43	-0,01	0,11	0,24	-0,26	0,56	-0,24	0,63	0,70	0,13	0,34	-0,17	0,13	0,74	0,06	0,67	0,54	-0,33	-0,12	0,75	-0,48	-0,03	1,00	
lg Zn	0,04	-0,04	0,39	0,04	0,09	0,50	-0,35	0,46	-0,17	0,51	0,62	0,35	0,46	-0,29	0,01	0,65	0,06	0,67	0,58	-0,05	-0,13	0,70	-0,42	0,13	0,58	1,00
						- 1			- 2			- 3			- 4	.		- 5			- 6					

 $(n=1948, r_{0.95}>0.044)$

Примечание. Характер связей рассчитан на основе критерия Стьюдента (по Каждан и др., 1979), где: 1-3 – прямая связь: 1 – слабая, 2 – средняя, 3 – сильная; 4-6 – обратная связь: 4 – слабая, 5 – средняя, 6 – сильная

По сравнению с платиной, ассоциирующей с ней хром, проявляет более явные корреляционные связи с перечисленными элементами. Так, Cr-Mn (r=+0,71), Cr-Sn (r=+0,90) и Cr-W (r=+0,70) образуют сильные положительные связи, недалеко находятся Cr-Ni (r=+0,65), Cr-Co (r=+0,60) и Cr-Zn (r=+0,62) соответствующие пороговым значениям средних положительных связей. Значительные отрицательные связи Cr-Ba (r=-0,52) и Cr-U (r=-0,60), также хорошо коррелируют с аналогичными связями, проявленными с платиной.

Средние и высокие корреляционные связи висмута с элементами группы железа Bi-Ni (r=+0,69), Bi-Co (r=+0,63), Bi-Mn (r=+0,57), а также цинком Bi-Zn (r=+0,46) и вольфрамом Bi-W (r=+0,56) вызывают интерес. Однако невысокие значения корреляции висмута с платиной и хромом, а так же принадлежность элемента к транзитной группе не позволяет его рассматривать в дальнейшей интерпретации настоящего исследования.

В общем, элементы группы железа повсеместно обнаруживают сильные положительные связи между собой. Исключение составляет ванадий, имеющий слабые положительные связи с элементами своей группы. Значительное количество проб, отобранных в пределах клинопироксенитовой каймы, в породах которой постоянно присутствует этот элемент наряду с палладием (Фоминых и др., 1967, 1987), а также единственную более менее значимую связь данного элемента платиновой группы Pd-V (r=+0,21) указывают на то, что они образуют группу, ассоциирующую с клинопироксенитами, обрамляющими дунитовое ядро.

В совокупности с рассмотрением коэффициентов корреляции целесообразно рассмотреть результаты факторного анализа (рисунок 51). По результатам факторного анализа выделено несколько элементных ассоциаций, рассмотренных ниже.

Первый фактор, обуславливающий основную нагрузку, отражает характер накопления элементов во вторичных ореолах рассеяния, что в первую очередь зависит от состава коренного источника. Так, на основании распределения элементов по основной нагрузке можно выделить группу Pt-Cr-Ni-Co-Mn-Zn-Sn, что В совокупности с высокими положительными корреляционными связями между этими элементами позволяет их рассматривать как платинометалльную ассоциацию. Ранее проведенные изыскания позволили установить, что повышенное содержание олова и цинка в пределах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов могут являться геохимическим критерием платиноносности хромититов (Пилюгин, 2014). Учитывая концентрацию платины в телах хромититов, а также вхождение в состав породообразующих хромшпинелидов никеля, кобальта, марганца, цинка и олова, рациональней рассматривать ассоциацию Ni-Co-Mn-Zn-Sn как индикаторную на хромит-платиновую минерализацию.



Рисунок 51 – Диаграмма факторных нагрузок литогеохимических проб вторичных ореолов рассеяния Каменушинского массива

Обращает на себя внимание вторая ассоциация Ва-U. Характер распределения этих элементов и высокая корреляционная связь между ними, вероятнее всего отражает особенности размещения дайковых образований Каменушинского массива. Так, в пределах зонального Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива было установлено, что во вторичных ореолах рассеяния барий входит в состав «дайковой» ассоциации, включающей габброиды и горнблендиты (Дурягина, 2015). В свою очередь, уран по своим кристаллохимическим свойствам в подавляющем количестве случаев связан с наиболее кислыми породами, а при выветривании находится в остаточных ореолах в прямой зависимости от его содержания в коренных породах (Черепнин, 1972; Жмодик, 1984). Так как в пределах Каменушинского массива получили достаточно широкое развитие дайки плагиогранитов, то, вероятнее всего, распределение урана в перекрывающих массив элювиально-делювиальных отложениях связано именно с этими дайками. На основании вышеизложенного можно заключить, что ассоциация Ва-U во вторичных ореолах рассеяния в пределах Каменушинского массива характеризует дайковые тела, представленные наиболее широко развитыми амфиболовым габбро и плагиогранитами (Минибаев, 20186).

Второй фактор положительно влияет на накопление практически всех элементов выборки за исключением ванадия, палладия и мышьяка при относительном инертном поведении золота, серебра, меди и свинца. Вероятно, элементы, попавшие в область

положительных нагрузок, отражают особенности их накопления в пределах дунитового ядра, в то время как накопление ванадия, палладия и мышьяка обусловлено особенностями элювиально-делювиальных отложений, связанных с клинопироксенитовой каймой.

Несколько компонентов (Hg, Sb) также можно отнести к «дайковой» ассоциации элементов, однако характер их распределения в пробах и неочевидные взаимные коэффициенты корреляции указывают на нарушения связей этих элементов во вторичных ореолах рассеяния. Неоднозначность поведения подобных элементов не позволяет надежно заключить, что в элювиально-делювиальных отложениях они отражают положение дайковых тел габбро и гранитоидов. Возникновение аналогичных сложностей при интерпретации указывает на высокую изменчивость компонентов в пределах массива. Основанием для подобного заключения являются значения факторных нагрузок, где первые два фактора, максимально влияющие на распределение химических элементов во вторичных ореолах рассеяния, суммарно обусловливают лишь 43,2% изменчивости выборки. Остальные факторы вносят гораздо меньший вклад (<5%), а низкие значения нагрузок делают интерпретацию этих факторов неоднозначной.

Обращает внимание биполярное распределение факторных нагрузок и сильные отрицательные корреляционны связи между элементами платинометалльной (Pt-Cr-Ni-Co-Mn-Zn-Sn) и дайковой (Ba-U) ассоциациями. В наиболее полной мере особенности взаимоотношения приведенных ассоциаций демонстрирует литогеохимический профиль (рисунок 52) проходящий в 200 метрах севернее Хромитового увала. Из приведенного графика видно, что элементы двух ассоциаций имеют обратно пропорциональный характер распределения во вторичных ореолах рассеяния. Как уже было сказано, вторичные ореолы рассеяния Каменушинского массива являются преимущественно остаточными, в которых в значительной степени сохраняются взаимосвязи химических элементов, свойственные коренной минерализации. В этой связи можно заключить, что разобщенность условий накопления химических элементов во вторичных ореолах рассеяния Каменушинского массива указывает на то, что коренная хромит-платиновая минерализация генетически не связана с дайками габбро и гранитоидов, а значит последние нельзя выделять в качестве рудоконтролирующих структур.

Полученные результаты (Минибаев, 2018б) впоследствии были подтверждены и для зонального Вересовоборского клинопироксенит-дунитового массива, расположенного на Среднем Урале. На основе изучения 4903 литогеохимических проб, авторы выделили ассоциацию Cr-Mn-Co-Ni-Bi-Sn-W-Zn как критерий оценки продуктивности на коренную платиновую минерализацию (Мотов и Малах, 2020). Также была выделена ассоциация Ba-U-Hg-Li, для которой характерна положительная корреляция друг с другом и отрицательная с

элементами вышеобозначенной ассоциации (Мотов и Малах, 2020). К сожалению, авторы не дали генетической интерпретации второй группы элементов.





Таким образом, особенности поведения элементов в элювиально-делювиальных пробах позволяют выделить элементную ассоциацию Ni-Co-Mn-Zn-Sn как индикаторную на выявление коренной хромит-платиновой минерализации Каменушинского массива, а также сделать вывод об отсутствии генетической связи зон развития хромит-платиновой минерализации с дайками габбро и гранитоидов

4.4. Пространственное расположение ореолов

Аномалии платины образуют ореолы неправильной частично вытянутой формы, которые преимущественно тяготеют к западной части Каменушинского массива (рисунок 53а). Наибольшее распространение аномалии получили в полях развития среднезернистых дунитов и зонах перехода мелкозернистых к среднезернистым дунитам. Стоит отметить, что контур среднезернистых дунитов образует область, в которую также входят крупно-, грубозернистые

дуниты и дунитовые пегматиты (рисунок 53). Наибольшие по размерам аномалии в центральной части массива протяженностью 500-600 м и шириной 200-300 м целиком включают минерализованные зоны Хромитового увала и северного склона г. Соколиной.



Рисунок 53 – Вторичные ореолы рассеяния Каменушинского массива: a) Pt, Cr; б) Sn, Zn; в) Ni, Co, Mn; в) U, Ba, где: 1 – контур Каменушинского массива (клинопироксенитов); 2 – контур мелкозернистых

серпентинизированных дунитов; 3 – контур среднезернистых серпентинизированных дунитов; 4 – поля развития даек габбро и гранитоидов; вторичные ореолы рассеяния: 5 – платины (Pt > 0,07 г/т), 6 – хрома (Cr > 1600 г/т), 7 – олова (Sn > 8 г/т), 8 – цинка (Zn > 90 г/т), 9 – марганца (Mn > 1300 г/т), 10 – никеля (Ni > 400 г/т), 11 – кобальта (Co > 140 г/т), 12 – урана (U > 8 г/т), 13 – бария (Ba > 800 г/т); 14 – точки геохимического опробования; 15 – линия геохимического профиля I-I

Поля развития хромовых аномалий пространственно тесно связаны с аномалиями платины (рисунок 53а). В пределах Каменушинского массива поля развития хромовой и платиновой аномалий отчетливо совмещаются с известными и вновь выявленными коренными хромит-платиновыми минерализованными зонами. Тем не менее, аномалии хрома распространены шире, чем аномалии платины. Это может объясняться, во-первых, содержаниями платины несоизмеримо меньшими по отношению к хрому; во-вторых, редкой сетью опробования, недостаточной для определения характера распространения в пределах массива такого неравномерно распределённого элемента как платина. В то же время, наличие небольших локальных платиновых аномалий, не совмещённых с хромовыми аномалиями, может объясняться тем, что в пределах зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала редко выделяется платинометалльная минерализация связанная с дунитами (Лазаренков, 1992; Телегин 2009ф; Козлов и др., 2011; Чантурия и др., 2011; Дурягина, 2015). Вклад подобных аномалий в общее их количество и площадь незначителен.

Таким образом, характер развития платиновой и хромовой аномалий подтверждает выводы о размещении коренной хромит-платиновой минерализации Каменушинского массива в зонах развития дунитов различных по зернистости (Минибаев и др., 2015; Минибаев, 2016; 2018a; 2018б). Аналогичный геологический контроль Степанов, хромит-платиновой минерализации установлен для таких зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала как Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский (Лазаренков и др., 1992; Иванов О., 1997; Столяров, 2002; Пушкарев и др., 2007; Малич и др., 2015; Степанов и др., 2017; Степанов, 2014, 2018б). По результатам заверки литогеохимических аномалий платины и хрома было определено, что аномалии этих элементов отражают особенности размещения хромититовых тел. Наряду с высокими корреляционными связями между хромом и платиной, можно заключить, что вторичные ореолы рассеяния платины и хрома отождествляют положение хромит-платиновых минерализованных зон Каменушинского массива.

В результате сопоставлений контуров геохимических аномалий сделан вывод о том, что при наложении аномалий олова, цинка (рисунок 53б), марганца, никеля и кобальта (рисунок 53в) на карту вторичных ореолов рассеяния хрома и платины (рисунок 53а) наблюдается их отчетливая пространственная совмещенность. Аномалии никеля и кобальта развиты несколько шире по сравнению с аномалиями марганца, олова и цинка, что делает последние более надежными элементами-индикаторами хромит-платиновой минерализации. Объяснение данной особенности может заключаться в том, что платина является достаточно инертным элементом во вторичных ореолах рассеяния, который в элювиально-делювиальных отложениях подвижен только в высоко-кислотных и высоко-хлоридных водах (Fuchs et al., 1974; Лазаренков и др., 2006). Таким образом, можно предположить, что аномалии платины, хрома, марганца, олова и цинка, вероятно, отражают миграцию в зоне гипергенеза с образованием механических ореолов, в то время как более подвижные в экзогенных процессах никель и кобальт (Никеленосные коры..., 1970; Иванов В., 1996, 1997) помимо остаточных ореолов формируют также наложенные сорбционно-солевые.

Ранее отмеченная пространственная совмещенность хромит-платиновых минерализованных зон и дайковых тел габбро и гранитоидов в центральной части Каменушинского массива (Хромитовый увал) подтверждается совпадениями аномалий урана и бария с аномалиями хрома и платины на данном участке. Однако анализ карт аномалий по всему массиву позволяет заключить, что пространственная совмещенность аномалий ассоциированных с платиновой минерализацией и дайковыми телами выражена слабо. Так, в восточной части массива наблюдается широкое развитие даек габбро, гранитоидов и связанных с ними аномалий урана и бария (рисунок 53г), но отсутствуют следы проявления хромплатиновой минерализации. Также в западной части массива, в клинопироксенитовой кайме, в пределах которой не наблюдаются аномалии хрома и платины, аномалии урана и бария совмещаются с выделенными в ходе геологических наблюдений дайками гранитоидов и габбро.

Выделенные особенности свидетельствуют о том, что частичная совмещённость аномалий платины и хрома с бариевой и урановой аномалиями, вероятно, связана с общей приуроченностью даек и хромит-платиновых минерализованных зон к полям развития фациальных контактов мелкозернистых дунитов с их среднезернистыми разностями. Отсюда, наблюдаемое в отдельных случаях пространственное совмещение аномалий платины и хрома с барием и ураном при отрицательных корреляционных связях этих групп элементов свидетельствует о случайном характере подобных совмещений. Они могут быть обусловлены приуроченностью части даек к первичным неоднородностям дунитов, которые сформировались на магматическом этапе их становления, когда возникли и хромит-платиновые обособления.

Формулировка 2 защищаемого положения:

Платинометалльная минерализация в центральной части Каменушинского массива сконцентрирована в телах хромититов, формирующих линейно вытянутые минерализованные зоны, пространственная ориентировка которых согласуется с внутренними неоднородностями дунитов и совпадает с залеганием дайковых тел.

Формулировка 3 защищаемого положения:

Аномалии никеля, кобальта, марганца, олова и цинка во вторичных ореолах рассеяния Каменушинского массива, отражают поля развития хромит-платиновой минерализации и позволяют рассматривать эту элементную ассоциацию в качестве косвенного поискового признака на платину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексных исследований дана характеристика хромит-платиновой минерализации Каменушинского массива. Обосновано, что все структурно-текстурные типы хромитовой минерализации сингенетичны дунитам в том смысле, что они образовались в рамках единого процесса становления дунитового ядра массива. Результаты исследований указывают на то, что кристаллизация акцессорных хромшпинелидов проходила на раннемагматическом этапе развития системы; затем в еще слабо консолидированных дунитах формировались шлировые хромититы, содержащие значительное количество силикатных минералов; в заключительную стадию развития рудообразующей системы в условиях повышенного окислительного потенциала в еще не окончательно закристаллизованной дунитовой матрице образовались массивные жильные хромититы.

Совокупность результатов картирования центральной части Каменушинского массива и исследований по взаимоотношениям платины и хрома в коренном залегании и элювиальноделювиальных отложениях позволяют сделать вывод о концентрировании платиноидов в хромититах, формирующих линейно-вытянутые минерализованные зоны. Особенности поведения во вторичных ореолах рассеяния U и Ba, ассоциирующих с телами габбро и плагиогранитов, а также характер размещения самих даек свидетельствуют о совпадении ориентировок полей развития дайковых тел с хромит-платиновыми минерализованными зонами пространственной разобщенности. Это свидетельствует при ИХ общей об обшей приуроченности хромит-платиновых минерализованных зон и даек к полям развития первичных неоднородностей Каменушинского массива, проявленных в его зональном строении.

Изучение вторичных ореолов рассеяния методами сопоставления полей геохимических аномалий и статистического анализа позволило выделить ассоциацию Ni-Co-Mn-Zn-Sn как вспомогательную при проведении работ, направленных на выявление коренной хромитплатиновой минерализации.

Сделанные выводы о размещении платинометалльного оруденения в виде линейновытянутых хромит-платиновых минерализованных зон могут быть положены в основу проектирования поисковых и оценочных работ на коренное платиновое оруденение Каменушинского массива.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ППУ – Платиноносный пояс Урала

ЭПГ – элементы платиновой группы

МПГ – минералы металлов платиновой группы

РЗЭ – редкоземельные элементы

ЛАП – лейкогаббро-анортозит-плагиогранитная серия

ППП – потери при прокаливании

ПО – порог обнаружения

Gn – галенит

Минеральные виды и группы (согласно Whitney et al., 2010):

Ар – апатит	Mag – магнетит
Amf – амфибол	Mlr – миллерит
Brt – барит	Ms – мусковит
Bt – биотит	Ol – оливин
Cct – халькопирит	Pl – плагиоклаз
Chl – хлорит	Pn – пентландит
Срх – клинопироксен	Q – кварц
Срг – куприт	Srp – серпентин
Crspl – хромшпинелид	Stu – антимонит
Cst – касситерит	Трг – топаз
Flg – флогопит	Tur – турмалин
Fsp – К-Nа полевой шпат	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулаев Х.М. Дайки и оруденение. Москва: Государственное научнотехническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1957. 236 с.

2. Алексеенко В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М: Высшая школа, 2000. 352 с.

3. Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А. Состав микровключений в хромшпинелиде как индикатор генезиса хром-платиноидного оруденения в дунитах Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 154-160.

4. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование, вып. 21, 1995. С. 129-142.

5. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. Москва, 1976. 265 с.

6. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва: Издательство академии наук СССР, 1935. 148 с.

Бетехтин А.Г. Минералы группы самородной платины. Минералы СССР, 1940.
 Т.1. С. 43-86.

8. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М: Госгеолиздат, 1951. 541 с.

9. Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие / под науч. ред. Б.И. Пирогова и Б.Б. Шкуренко. 2-е издание, испр. и доп. М.: КДУ, 2010. 736 с.

10. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений полезных. Москва: Недра, 1975. 208 с.

Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966.
 224 с.

12. Борисенко Л.Ф. Ванадий. М.: Недра, 1973. 192 с.

13. Борисенко Л.Ф. Перспективные типы галлийсодержащих месторождений // Литология и полезные ископаемые, 1993. № 1. С. 35-48.

14. Борисенок Л.А. Геохимия галлия. М.: Изд-во МГУ, 1971. 228 с.

 15. Брусницын А.И. Ассоциации марганцевых минералов как индикаторы фугитивности кислорода при метаморфизме металлоносных отложений // Геохимия, №4, 2007.
 С. 390-410.

16. Бурмако П.Л. Размещение и состав платинового оруденения хромититового типа в зональных массивах на Среднем Урале // Дис. канд. геол.-минерал, наук: 04.00.11. Екатеринбург, 2000. 183 с.

17. Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Том І. Самородные элементы. Выпуск 2. С.-Петербург: Типография Императорской Академии Наук, 1909. 164 с.

18. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н. Платина Урала. Платиновометалльное оруденение и перспективы его освоения. Горный журнал. Уральское горное обозрение, № 6, 1994. С. 62-85.

19. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. Геолого-структурная позиция хромит-платиновых руд уральского типа в зональных комплексах Платиноносного пояса Урала // XI Междун. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере». Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 52-54.

20. 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. Часть I // Литосфера, 2007. № 43. С. 3-27.

21. 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. Часть II // Литосфера. 2007. № 4. С. 73-101.

22. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенитдунитовый пояс Среднего Урала, Москва: Изд-во Акад. наук СССР, 1962. 319 с.

23. Временные методические указания по проведению геохимических поисков на закрытых и полузакрытых территориях / под ред. А.Ф. Морозова, Б.К. Михайлова, Т.В. Чепкасовой, О.В. Петрова, А.А. Кременецкого, С.М. Алексеева. СПб: ВСЕГЕИ, 2005. 98 с.

24. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб. 1913. 692 с.

25. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Л., 1925. Т. 4. С. 347-692.

26. Гайфутдинова А.М., Телегин Ю.М., Таловина И.В., Рыжкова С.О., Никифорова В.С. Вторичные ореолы рассеяния элементов платиновой группы, золота и серебра Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива, Платиноносный пояс Урала // Горный информационно-аналитический бюллетень, №1, 2015. С. 312-318.

27. Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений, Том. 39. № 1, 1997. С. 41-48.

28. Геологический словарь, Том 1, Москва, Изд-во «Недра», 1978. 245 с.

29. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.2: К-П. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.

30. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред.О.В. Петров. Т.3: Р-Я. СПб: ВСЕГЕИ, 2012. 440 с.

Геология и полезные ископаемые России. В 6-ти томах Т.1: Запад России и Урал.
 Кн.2: Урал. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.

32. Геохимии вулканитов различных геодинамических обстановок // под. ред. А.И. Альмухамедова, В.С. Антипина, Д.М. Волковой, М.И. Кузьмина, В.Д. Иампура. Новосибирск: Наука, 1986. 184 с.

33. Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах // Сборник научных трудов / Под. ред. Г.В. Полякова. Новосибирск. Изд-во: ИГиГ СО АН СССР, 1985 г. 108 с.

34. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала / Гл. ред. А.Ф. Морозов.Тверь: Герс, 2001. 286 с.

35. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХІІ (Качканар). Объяснительная записка / Десятниченко Л.И., Фадеичев И.Ф., Пудовкин А.Е., В.В. Парфенов и др. Екатеринбург, 2002. 563 с.

36. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Издание третье. Серия Уральская. Лист О-40 – Пермь. Объяснительная записка / Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И. и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.

37. Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // Литосфера, № 2. 2009. С. 78-86.

38. Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Петрология и возраст амфибол-клинопироксеновых меланогаббро из молодой клинопироксенит-габбро-горнблендитовой серии Кытлымского массива (Северный Урал) // Ежегодник-2009. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 116-121.

39. Готтман И.А. Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис // Дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.04, Екатеринбург, 2014.

40. Григорян С.В., Кузин М.Ф., Соловов А.П. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Недра, Москва, 1983 г. 191 с.

41. Гурович В.Г., Емельяненко Е.П., Землянухин В.Н., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.

42. Дели Р.О. Изверженные горные породы и глубины Земли. М.: ОНТИ, 1936. 217 с.

43. Дурягина А.М. Минералого-геохимические особенности платиноносных элювиальных образований Светлоборского и Нижнетагильского массивов, Средний Урал // Дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.09. Санкт-Петербург, 2015.

44. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горн. Журн. 1913. № 1-2, С. 49-73; № 3, С. 282-305.

45. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. Материалы по геол. и П.И. Урала, Вып. 13, Л. 1967. 336 с.

46. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

47. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника, №3. 1993. С. 34-46.

48. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология, №3. 1999. С. 31-39.

49. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И. U-Pb SHRIMP датирование цирконов гранитизированных габбро массива Денежкин Камень. Платиноносный пояс Урала // Материалы III Российской конф. По изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. С. 236-240.

50. Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера, № 5. 2010. С. 134-153.

51. Ефремова С.В. Дайки и эндогенное оруденение. Москва, Изд-во «Недра», 1983. 224 с.

52. Жмодик С.М. Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Н.: Наука, 1984. 170 с.

53. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

54. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: АН СССР, 1956. 479 с.

55. 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.

56. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Справочник в 6 книгах. М.: Недра: кн. 1, 1994, 304 с.; кн. 2, 1994, 303 с.; кн. 3, 1996, 352с. М.: Экология: кн. 4, 1996, 416 с.; кн. 5 – 1997, 576 с.; кн. 6 – 1997, 607 с.

57. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН, Т. 347. № 5. 1996. С. 649-652.

58. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 GA) и строение Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.

59. Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А. и др. Платиноносный пояс Урала (путеводитель). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 95 с.

60. Иванов К.С., Винничук Н.Н. Геологическая природа уральского гравитационного супермаксимума // Докл. РАН, Т. 376. № 5. 2001. С. 654-657.

61. Иванов К.С., Конторович В.А., Пучков В.Н., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника Урала и фундамент западной Сибири: основные черты геологического строения и развития // Региональная геология, Т. 2. 2014. С. 22-35.

62. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд. Уральского университета, 1997. 488 с.

63. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А. И., Краснобаев А.А. Формирование земной коры Урала. Москва: Наука, 1986. 248 с.

64. Иностранцев А.А. Коренное месторождение платины на Урале. Труды общества естествоиспытателей, Т. 22, вып. 2, 1893. С. 17-27.

65. Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. М.: Недра, 1979. 168 с.

66. Казаченко В.Т., Киселев В.В. Парагенезисы марганцевых минералов – показатели окислительно-восстановительных условий метаморфизма металлоносных отложений // Тихоокеанская геология, Т. 23. № 5. 2004. С. 81-100.

67. Карпинский А.П. О коренном месторождении платины на Урале. Записки АН, Т. 71. 1893. С. 222-229.

68. Карпинский А.П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. II, Известия Академии наук СССР. VI серия, 1926. Том 20, выпуск 1-2. С. 159-170.

69. 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 коренной платины. М.: НИГРИ Золото, 1956. 113 с.

70. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. Богатикова О.А., Михайлова Н.П., Гоньшаковой В.И., Москва, Изд-во «Недра», 1981. 160 с.

71. Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М. Онтогенические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных дунитклинопироксенитовых массивах // Записки Российского минералогического общества, №2, т. 148, 2019. С. 115-130.

72. Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М. Крупнообъемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-аляскинского типа и перспективы их освоения // Геология рудных месторождений, Т. 53. №5. 2011. С. 419-437.

73. Коротеев В.А., Семенов И.В. Влияние конвекционно-спрединговых и мантийноплюмовых процессов в формировании химического состава базальтов и плутонических пород рифта палеоуральского океана // Литосфера, № 5. 2008. С. 54-83.

74. Кузьмин И.А., Паламарчук Р.С., Калугин В.М., Козлов А.В., Варламов Д.А. Хромит-платиновая минерализация клинопироксенит-дунитового массива Жёлтая сопка, Северный Урал // Минералогия, Т.6, №4, 2020а. С. 46-59.

75. Кузьмин И.А., Степанов С.Ю., Корнеев А.В., Паламарчук Р.С. Связь процессов концентрирования платины со структурно-вещественными особенностями дунитов на примере зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс, Южно Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020б. С. 128-132.

76. Кутырев А.В. Геология и платиноносность концентрически-зональных дунитклинопироксенит-габбровых массивов Таманваямской и Эпильчикской групп (Корякское нагорье) / Дисс. канд. геол.-мин. наук.: 25.00.11 – Петропавловск-Камчатский, 2019. 170 с.

77. Кутырев А.В., Жирнова Т.С. Концентрически-зональные массивы Таманваямского ареала Корякско-Камчатского Платиноносного пояса: особенности строения, возраст, петролого-геохимические аспекты // Тихоокеанская геология, Т. 38, № 4, 2019. С. 45-61.

78. Лазаренков В.Г., Балмасова Е.А., Малич К.Н. Взаимосвязь содержаний ЭПГ и редкоземельных элементов как критерий локального прогноза платиноидной минерализации в ультраосновных породах // Зап. Ленингр. Горн. ин-та, Т. 121. 1990. С.111-118.

79. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.

80. Лазаренков В.Г., Мочалов А.Г., Неупокоев А.В. Типоморфизм минералов платиновой группы. СПб, 1994. 175 с.

81. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб: Галарт, 2001. 266 с.

82. Лазаренков В.Г. Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. СПб: Недра, 2002. 298 с.

83. Лазаренков В.Г. Таловина И.В., Белоглазов И.Н., Володин В.И. Платиновые металлы в гипергенных никелевых месторождениях и перспективы их промышленного извлечения. СПб: Недра, 2006. 188 с.

84. Лазаренков В.Г., Пилюгин А.Г., Воронцова Н.И., Таловина И.В. Редкоземельные элементы в платиноносных жильных хромититах Нижнетагильского клинопироксенитдунитового массива, Средний урал // Записки Горного института, СПГУ, Т. 200, 2013. С. 222-225.

85. Ланда Э.А., Марковский Б.А., Ляпунов С.М. Особенности состава и эволюции мантийного вещества (по результатам изучения вулканических ультрамафитов) // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток, 1987. С. 29-42.

86. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Основные геохимические различия пород зональных и альпинотипных массивов: их природа, возможные следствия // Регион. геология и металлогения. 2007. № 30-31. С. 62-73.

87. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Тр. СПб общества естествоиспытателей, Т.30. Вып.5. 1900. С. 1-257.

88. Лепихина Г.А., Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А. Редкие и рассеянные элементы в платиноносных дунитах Урала и Алданского щита: сравнительные характеристики // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, № 160, 2013. С. 107-112.

89. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М: Недра, 1974. 278 с.

90. Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск: Изд-во АН СССР Уральский филиал, 1970. 168 с.

91. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М: Наука, 1993. 221 с.

92. Малахов И.А. О проблеме происхождения зональных массивов Урала и содержащихся в них платины и платиноидов // Изв. УГГГА, Серия Геология и геофизика. Екатеринбург, 2000. Вып.10. 270 с.

93. Магматические формации СССР. Т. 1. / В.Л. Масайтис, В.Н. Москалёва, Н.А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. 318 с.

94. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Том 1. Часть 1 / Под ред. О.А. Богатикова. Москва, Изд-во «Недра», 1983 г. 360 с.

95. Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов среднего Урала

(Россия) // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы XII Съезда Российского минералогического общества 2015. СПб.: ООО «Издательство ЛЕМА». 2015. С. 119-121.

96. Малич К.Н., Баданина И.Ю. Железо-платиновые сплавы хромититов Нижнетагильского и Кондерского клинопироксенит-дунитовых массивов (Россия) // Доклады Академии Наук. Т. 462. №6, 2015. С. 692-695.

97. Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Доклады Академии Наук, Т. 476. №4, 2017. С. 440-444.

98. Марин Ю.Б. Петрография. Учебник. Издание второе, исправленное. СПб, 2015.408 с.

99. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.

100. Марченко А.Г. Выделение и интерпретация информативных составляющих геохимического поля (с примерами из поисковых работ на золото в Костомукшской зеленокаменной структуре) // Российский геофизический журнал, №11-12, 1998. С.65-72.

101. Матвеев Я.А., Степанов С.Ю., Гайфутдинова А.М. Хроммагнетит аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива (Средний Урал) // Металлогения древних и современных океанов, №19. 2013. С. 246-249.

102. Минибаев А.М., Степанов С.Ю. Перспективы выявления коренного хромитплатинового оруденения в породах Каменушинского зонального клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Материалы Пятой Российской молодёжной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2015, С. 145-148.

103. Минибаев А.М. Особенности размещения платинометалльного оруденения Каменушинского интрузива (Средний Урал)// Материалы XXIII Всероссийской научной молодежной конференции «Уральская минералогическая школа-2016», посвящённая 80-летию со дня рождения академика Н.П. Юшкина, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, № 22, 2016. С. 57-59

104. Минибаев А.М. Особенности классификации дайковых и жильных пород Каменушинского массива (Средний Урал) // Материалы XXIII Всероссийской научной молодежной конференции «Уральская минералогическая школа-2017», ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, № 23. 2017а. С. 114-118.

105. Минибаев А.М., Котова Е.Л. Геолого-структурные и петрологические особенности дайковых и жильных пород Каменушинского массива (Средний Урал) // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, № 12 (276), 2017б. С. 31-38.

106. Минибаев А.М. О природе хромит-платиновых минерализованных зон клинопироксенит-дунитового Каменушинского массива на Среднем Урале // Материалы Восьмой Российской молодёжной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2018а, С. 255-258.

107. Минибаев А.М. Вторичные ореолы рассеяния как прогнозно-поисковый признак платинометалльной минерализации на примере Каменушинского массива (Средний Урал) // Записки Горного института, СПГУ, Т. 234. 2018б. С. 508-515.

108. Мотов А.П., Малах Ю.Е. Параметры оценки потенциальной продуктивности участков Вересовоборского массива на коренную платиновую минерализацию, Средний Урал // Руды и металлы, №3, 2020. С. 32-38.

109. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитриенко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология рудных месторождений, №5. 1988. С. 47-59.

110. Мочалов А.Г. Модель происхождения минералов платиновой группы в габбропироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений, Т. 55, № 3, 2013. С. 171-188.

111. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

112. Никеленосные коры выветривания Урала / Под. ред. Павлов Н.В. М.: Наука, 1970.286 с.

113. Овчинников Л.Н. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.

114. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, Т. 23, № 2, 2004. С. 63-75.

115. Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромшпинелидовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование, №3, 2011. С. 16-20.

116. Округин А.В., Борисенко А.С., Прокопьев И.Р., Журавлев А.И. Минералогогеохимические и возрастные характеристики пород Инаглинского массива дунитклинопироксенит-шонкинитов с платинохромитовой и хромдиопсидовой минерализацией (Алданский щит) // Геология и геофизика, Т. 59 № 10, 2018. С. 1623-1642.

117. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А. Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Тихоокеанская геология, Т. 21, № 2, 2002. С. 79-91.

118. 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.

119. 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. 2017а. № 23. С. 124–128.

120. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Варламов Д.А. Включения в Рt-Fe минералах из россыпей, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала // Материалы Пятой Российской молодёжной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2017б. С. 233-236.

121. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В. Платиновая минерализация массивных хромититов Иовского дунитового тела (Северный Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, 2017в. № 5. С. 68-76.

122. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Козлов А.В. Минеральные включения Os-Ir-Ru состава и сульфидов ЭПГ в Pt-Fe интерметаллидах из россыпей, связанных с клинопироксенитдунитовыми массивами Среднего Урала // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, Апатиты, №15, 2018. С. 283-286.

123. Перевозчиков Б.В. Некоторые проблемные вопросы геологического строения района бурения Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) // Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0-4008 м). Ярославль: Недра. 1992. С. 154-158.

124. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. Авторы: Глебовицкий В.А., Егоров Л.С., Жданов В.В., Марковский Б.А., Масайтис В.Л., Михайлов Н.П., Москаленко З.Д., Пушкарев Ю.Д., Румянцева Н.А., Шарпенок Л.Н., Шмелева К.Л., Шуркин К.А. ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, 1995. 128 с.

125. Петрографический кодекс России. Авторы: Жданова В.В., Костин А.Е., Кухаренко Е.А., Ланда Э.А., Лукьянова Л.И., Масайтис В.Л., Москаленко З.Д., Пушкарев Ю.Д., Шарпенок Л.Н. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.

126. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М: Недра, 1972. 288с.

127. Пилюгин А.Г. Химические разновидности минералов платиновой группы в хромититах Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Платиноносный пояс Урала. Записки РМО, Ч.142, Вып. 5, 2013. С. 43-53.

128. Пилюгин А.Г. Геохимия и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Средний Урал // Дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.09. Санкт-Петербург, 2014.

129. 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, 2015. С. 50-61.

130. Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 407с.

131. Попов В.С, Никифорова Н.Ф. Ультрамафиты, габброиды и титаномагнетитовые руды Качканара (Средний Урал): интегральная петрологическая модель // Геохимия. 2004. № 1. С. 15-32.

132. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

133. Пушкарев Е.В. Платина Урала. Соросовский образовательный журнал, Т. 7, № 11.2002. С. 86-93.

134. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Дж. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373-378.

135. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, № 3. 2007. С. 28-65.

136. Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогения рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит) // Геология рудных месторождений, Том 57. № 5. 2015. С. 394-423.

137. Пушкарев Е.В., Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Морозова А.В., Миронов А.Б. Зональность платиноносных хромититов Нижнетагильского и Кытлымского массивов Платиноносного пояса Урала по данным окситермобарометрии // Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 163, 2016. С. 164-167.

138. Пушкарев Е.В., Баллхауз К., Каменецкий В.С., Вирт Р. Онтогения рудных хромшпинелидов и минералов платиновой группы как индикатор пневматолитогидротермального образования платиноносных хромититов в дунит-клинопироксенитгаббровых комплексах Урало-Аляскинского типа // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика А.Г. Бетехтина «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: Новые горизонты», Москва, ИГЕМ РАН, 2017. С. 323-327.

139. Пушкарев Е.В. Хром-платиновое оруденение в дунит-клинопироксенитгаббровых комплексах Урало-Аляскинского типа: геологические и петрологические

индикаторы генезиса // Уральская минералогическая школа-2020, Екатеринбург: УГГУ, № 26, 2020. С. 104-111.

140. Разин Л.В. Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского Платиноносного пояса. М.: Университетская книга, 2008. 172 с.

141. Решитько В.А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. первого Уральского петрографического общества, 1963. С. 393-404.

142. Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В., Денисова Е.А., Будиер Ф.,
Бош Д., Пучкова А.В. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале
// Геотектоника. 1999. № 2. С. 36-60.

143. Сает Ю.Е. Вторичные геохимические ореолы при поисках рудных месторождений. Москва: Наука, 1982. 168 с.

144. Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1971. 216 с.

145. Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Козлов А.П., Костоянов А.И. Хромитовая минерализация в породах Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива, Корякия (морфология, состав, условия формирования и связь с платинометальным оруденением) // Геология рудных месторождений, Т. 46, № 3. 2004. С. 202-217.

146. Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: Дис. д.г.-м.н. Петропавловск-Камчатский, ИВ ДВО РАН. 2009. 415 с.

147. Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир. 2012. 288 с.

148. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // Петрология, Т. 19, № 6, 2011. С. 579-598.

149. Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С. Физико-химические условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика, 2016, Т. 57, № 6. С. 1106-1134.

150. Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физикохимические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология, Т. 36. №6. 2017. С. 70-93.

151. Скляров Е.В. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

152. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Москва, изд-во «Недра», 1982. 669 с.

153. Соболевский П.Г. Об очищении и обработке сырой платины // С.-Петербург, Горный журнал, Т. II, Кн. IV, 1827. С. 84-109.

154. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1985. 294 с.

155. Спёрр Дж., Линдгрен В., Фогт И. О рудной магме // Новые идеи в учении о рудных месторождениях / под редакцией И.Ф. Григорьева / Серия III. Выпуск 5. Москва: Государственное научно-техническое горно-геолого-нефтяное издательство, 1933. 148 с.

156. Степанов С.Ю. Особенности платинового оруденения ультраосновных интрузивов Урало-Аляскинского типа на примере массивов Платинового пояса Урала // Материалы Четвертой Российской молодёжной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2014. С. 269-272.

157. Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В., Баданина И.Ю., Антонов А.В. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенитдунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // Геология рудных месторождений, Т. 59, № 3, 2017. С. 238-250.

158. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Ханин Д.А., Варламов Д.А., Антонов А.В. Распределение и форма нахождения элементов платиновой группы в хромититах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал) // Вестник Московского университета, № 5, 2018а. С. 60-69.

159. Степанов С.Ю. Структурно-вещественные закономерности проявления хромитплатинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала // Дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.11. Санкт-Петербург, 2018б.

160. Степанов С.Ю., Кутырев А.В., Лепехина Е.Н., Шарпенок Л.Н., Антонов А.В., Кутырева М.Э. Возраст образования дайкового комплекса в дунитовом «ядре» Каменушенского клинопироксенит-дунитового массива (Платиноносный пояс Урала, Средний Урал) // Геохимия, Т. 66, №6, 2021. С. 499-517.

161. Столяров С.А. Петрофизическая зональность центральной части Кондёрского и Нижнетагильского массивов и особенности минерализации платиноидов // Материалы Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов Геологи XXI века. Саратов: СО ЕАГО, 2002. С. 120-123.

162. Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, 2 изд., Москва, 1963. 280 с.

163. 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 сними месторождения. Материалы третьей международной конференции. 2009. Т. 2. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, С. 212-215.

164. Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. Том 1. Поиски / Под ред. В.М. Крейтера. Недра, Москва, 1968 г. 432 с.

165. Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. Т. 52, № 6, 2011. С. 775-793.

166. Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С. Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр. Полоусного (Северный батолитовый пояс Верхояно-Ко-лымских мезозоид) // Тихоокеанская геология, №5, 2002. С. 15-27.

167. Федотов С.А. О внедрении даек и механизме трещинных извержений // Вулканология и сейсмология, № 6, 1982. С. 79-95.

168. Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1, 3 изд. Москва-Ленинград, 1940. 712 с.

169. Ферштатер Г.Б. Дунит-клинопироксенитгаббровая формация Платиноносного пояса Урала: позднеордовикская субплатформенная вулкано-плутоническая ассоциация // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1989. С. 55-64.

170. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Нефелинсодержащие тылаиты в дунитклинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1994. С. 74-84.

171. 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, № 4, 1999. С. 352-370.

172. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 367 с.

173. Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Свердловск: РИСО УФАН СССР, 1967. 84 с.

174. Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 184 с.

175. Чайка И.Ф., Изох А.Э. Дуниты Инаглинского массива (Центральный Алдан) – возможные кумуляты лампроитовой магмы // Геология и геофизика, Т. 59, № 11, 2018. С. 1815-1826. 176. Чантурия В.А., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Дунитовые руды – новый вид платиносодержащего сырья // Горный информационно-аналитический бюллетень, № 1, 2011. С. 553-566.

177. Чащухин И.В., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В. Миронов А.Б.,
Уймин С.Г. Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия, №
8. 2002. С. 846-863.

178. Черепнин В.К. Геохимия и типы месторождений урана. Издание 2. Томск: Томский университет, 1972 г. 364 с.

179. Чернышов А.И. Петроструктурная эволюция дунитов Уктусского массива (Средний Урал) // Материалы Международного семинара и Республиканской школы молодых ученых. Структурный анализ в геологических исследованиях. Томск: Томский государственный университет, 1999. С. 163-165.

180. Чернышова М.Н. О генетической природе жильных титанистороговообманковых пироксенитов никеленосных интрузий мамонского комплекса ВКМ // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. Вып. 2, 1996. С. 42-48.

181. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Воронежский госуниверситет, 2005. 368 с.

182. Шаманина Н.Л. О связи даек и оруденения // Записки Горного института, СПГГИ, Т. 143. 1997. С. 50-57.

183. Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. М.: Недра, 1971. 242 с.

184. Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника, 2010. С. 65-86.

185. Abdallah S.E., Ali S and Obeid M.A. Geochemistry of an Alaskan-typemafic-ultramafic complex in Eastern Desert, Egypt: new insights and con-straints on the Neoproterozoic island arc magmatism // GeoscienceFrontiers 10, 2019. P. 941-955.

186. 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.

187. Anderson E.M. The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain.2-nd ed. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1951. 191 p.

188. 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 // Econ. Geol., V. 100, 2005. P. 707-732.

189. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrology. 2001. V.42. №12. P. 2279-2802.

190. Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov, A.G., Sobolev A.V. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite-dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 1345-1366.

191. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariev E.V. Recycling of the continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407-412.

192. Bons P.D., Elburg M.A., Gomez-Rivas E. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures // J. Struct. Geol. 43, 2012. P. 33-62.

193. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63-114.

194. Burg J.P., Bodinier J.L., Gerya T., Bedini R.M., Boudier F., Dautria J.M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.L. Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far-East) // J. Petrol. 2009. V. 50. № 2. P. 289-321.

195. Burns L.E. The Borger Range ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: Cumulative fractionates of island-arc volcanics // Canadian J. Earth Sci. 1985. V. 22. № 7. P. 1020-1038.

196. Cui M., Bai Y., Luo Y., Su B., Xiao Y., Wang J., Pan Q., Gao D. Characteristics, Petrogenesis and Metallogenesis of Alaskan-type Complexes. Miner. Depos. 39, 2020. P. 397-418.

197. Delaney P., Pollard D., Ziony J., McKee E. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis // J. Geophys. Res., 91, 1986. 4920-4938.

198. Della-Pasqua F.N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a meltinclusion approach // Can. Mineralogist, V. 35, 1997. P. 291-312.

199. Duparc L., Pearce F. Recherces geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kiselowskaya datha (Gouverment de Perm) // Deuxieme memoir, Memor. Soc. Phys. Hist. natur, Genève, 1905. Vol. 34, f. 5. P. 383-602.

200. Duparc L. and Tikonowitch M.N. Le platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du Monde. Sonor, Genève, 1920. 542 p.

201. Esson J., Stevens R.H., Vincent E.A. Aspect of the geochemistry of arsenic and antimony, exemplified by the Skaergaard intrusion. Mineral. Mag. 35, 1965. P. 88-107.

202. Eyuboglu Y., Dilek Y., Bozkurt E., Bektas O., Rojay B. and Sen C. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey // Gondwana Res., 2010, 18. P. 230-252.

203. Farahat E.S., Helmy H.M. and Abu Hamamid. Neoproterozic Alaskan-type complex, South Eastern Desert, Egypt // J. Afr. Earth Sci., 2006, 45. P. 187-197.

204. Findlay D.C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // Canadian Journal of Earth Sciences, 6, 1969. P. 399-425.

205. Fletcher W.K. Analytical Methods in Geochemical Prospecting. Handbook of Exploration Geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Company, 1981. 255 p.

206. Fuchs A.W., Rose A.W. The Geochemical Behavour of Platinum and Palladium in the Weathering Cycle in the Stillwater Complex, Montana. // Econ. Geol., 1974. V. 69, № 3. P. 332-346.

207. Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero R., Pushkarev E.V., Zaccarini E. Platinum group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the Central and Southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 181-194.

208. Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F. Compositions and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Ural-Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia // Canadian Mineralogist, 2002. V. 40. P. 357-376.

209. Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E. Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia). Mineral. Deposita, 38, 2003. 312-326.

210. Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F. Chromitites of the Urals (Part 1): Overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting. Ofioliti, 37, 2012. P. 27-53.

211. Grimm C., Handt A., Schmidt R.B., Laukert G., Mojica J. Petrology of the Mafic-Ultramafic Viravira Complex, Colombia: Fragments of an Alaskan-type Intrusion // European Mineralogical Conference, Vol. 1, 2012. P. 484.

212. Guillou-Frottier L., Burov E., Auge T., Gloaguen E. Rheological conditions for emplacement of Ural-Alaskan-type ultramafic complexes // Tectonophysics. 2014. V. 631. P. 130-145.

213. Healy D., Rizzo R., Duffy M., Farrell N., Hole M., Muirhead D. Field evidence for the lateral emplacement of igneous dykes: Implications for 3D mechanical models and the plumbing beneath fissure eruptions // Volcanica, 1(2), 2018. P. 85-105.

214. Himmelberg G.R., Loney R. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alas // U.S. Geol. Surv. Prof. Papers. 1995. №. 1564. P 1-47.

215. Hoek J.D. A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in Vestfold Hills, Antarctica // Geologische Rundschau, 80, 1991. P. 233-248.

216. Irvine T.N. Origin of the ultramafic complex of Duke Island southeastern Alaska // Miner. Soc. Amer. Spec. Paper, Vol. 1, 1963. P. 36-45.

217. Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska: Geological Society of America Memoir 138, 1974. 240 p.

218. Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barron L.M. and Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near field, New South Wales, Australia. Part 1. Platinum group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove Prospect, Owendale intrusion // Mineral. Petrol., 1989, 40. P. 289-309.

219. Johan Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements (Cabri L.J. ed.). Special volume 54. Canadian Institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002. P. 669-719.

220. Johan Z. Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: Ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // Mineralogy and Petrology, V. 87, 2006. P. 1-30.

221. Kashubin S., Juhlin C., Friberg M., Rybalka A., Petrov G., Kashubin A., Bliznetsov M. and Steer D. Crustal structure of the Middle Urals based on seismic reflection data // Geological Society. London, Memoirs, 32, 2006. P. 427-442.

222. Khedr M.Z., Arai S., Morishita T. Formation of Banded Chromitites and Associated Sulphides in the Neoproterozoic Subarc Deep-Crustal Magma Inferred from the Alaskan-type Complex, Egypt // Ore Geology. Rev., 2020. P. 120.

223. Krause J., Brügmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // Lithos, 2007, v. 95, p. 19-42.

224. Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.S., Chubarov V.M., Chayka I.F., Abersteiner A. Platinum Mineralization and Geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type Complex and related placer (Far East Russia) // Ore Geology Reviews. 2021. T. 130. C. 103947.

225. Li C., Ripley E.M., Thakurta J., Stifter E.C., Qi L. Variations of olivine Fo-Ni contents and highly chalcophile element abundances in arc ultramafic cumulates, southern Alaska // Chemical Geology, V. 351, 2, 2013. P. 15-28.

226. Lindgren W. Mineral deposits. McGraw-Hill Book Company, New York-London, 1933. 930 p.

227. Loon J.C. Van, Barefoot R.C. Analytical Methods for Geochemical Exploration. San Diego: Academic Press, 1989. 348 p.

228. Magee C., Muirhead J., Schofield N., Walker R.J., Galland O., Holford S., Spacapan J., Jackson C.A-L., McCarthy W. 2019. Structural signatures of igneous sheet intrusion propagation // Journal of Structural Geology, 125, 2019. 148-154.

229. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth. Chemical Geology. Vol. 120, 1995. P. 223-253.

230. Meshram R.R., Rao N.K., Chore S., Dora M.L., Shome S., Shareef M., Korakoppa M. Alaskan-Type Mafic-Ultramafic complex at Padhar, Betul Belt, Central India // Curr. Sci. 114 (3), 2018. P. 671-678.

231. Milidragovic D., Nixon G.T., Scoates J.S., Nott J.A., Spence D.W. Redox-controlled chalcophile element geochemistry of the Polaris Alaskan-type mafic-ultramafic complex, British Columbia, Canada // Canadian Mineralogist, V. 59 № 6, 2021. P. 1627-1660.

232. Minibaev A.M. Gold-Silver Natural Alloy of Chromitites from the Kamenushinsky Massif (The Middle Urals) // 14th International Congress on Applied Mineralogy, Belgorod, BSTU, 2019. P. 205-207.

233. Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calcalkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. American Journal of Science. Vol. 275, 1975. P. 265-277.

234. Mondal A. and Ray A. Petrological and geochemical studies of ultramafic–mafic rocks from the North Puruliya Shear Zone (eastern India) // J. Earth Syst. Sci., 2015, 124. P. 1781-1799.

235. Moyen J.F. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the «adakitic signature» // Lithos, V. 112, 2009. P. 556-574.

236. Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J. Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia // Miner. Mag., V. 60, 1995. P. 711-730.

237. Murray C.G. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes // The Geological Society of America Memoir, № 132, 1972. P. 313-335.

238. Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Berlin Heidelberg New York, Springer. 2004. 727 p.

239. Nixon G.T., Rublee, V.J. Alaskan-type ultramafic rocks in British Columbia: New concepts of the structure of the Tulameen complex // British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork, 1988, P. 281-294.

240. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore: Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.

241. Ruckmik J.C., Nobble J.A. Origin of the ultramafic complex at Union Bay, southeastern Alaska // The Geological Society of America Memoir, № 170, 1959. P. 981-1012.

242. Scheel J.E., Scoates J.S., Nixon G.T. Chromian spinel in the Turnagain Alaskan-type ultramafic intrusion, northern British Columbia, Canada // Canadian Mineral. 2009. V. 47. P. 63-80.

243. Shervais J. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 59. 1982. P. 101-118.

244. Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // J. Geol., Vol. 78, № 3, 1970. P. 304-325.

245. Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum group minerals in placer deposits at Fifield // Mineral. Petrol. 1991. V. 43. P. 161-180.

246. Spacapan, J.B., Galland, O., Leanza, H.A., Planke, S., 2016. Control of strike-slip fault on dyke emplacement and morphology. Journal of the Geological Society, 173, 573-576.

247. Spandler C.J., Arculus R.J., Eggins S.M., Mavrogenes J.A., Price R.C. and Reay A.J. Petrogenesis of the Greenhills Complex, Southland, New Zealand: magmatic differentiation and cumulate formation at the roots of a Permian island-arc volcano // Contrib. Mineral. Petrol., 2003, 144. P. 703-721.

248. Spence D.A., Turcotte D.L. Magma-driven propagation of cracks // Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets, 90, 1985. P. 575-580.

249. Spence D.W. Olivine in the Polaris Alaskan-type Intrusion of North-central British Columbia: Implications for the Magmatic Evolution of Primitive Arc Magmas and for Convergent Margin Ni-Cu-PGE Ore-forming Systems / Thesis for: B.Sc. Geological Sciences, 2020. 153 p.

250. Stepanov S.Yu., Kutyrev A.V., Lepekhina E.N. History of development of intrusive magmatism in the Uralian Platinum-Bearing belt on the grounds of to U-Pb dating of zircons from rocks, forming dikes in the dunites of Kamenusheski massif (Middle Ural, Russia) // Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Vol. 36, 2019. P. 288-292.

251. Su B.X., Qin K.Z., Sakyi P.A., Malaviarachchi S.P.K., Liu P.P., Tang D.M., Xiao Q.H., Sun H., Ma Y.G., Mao Q. Occurrence of an Alaskan-type complex in the Middle Tianshan Massif, Central Asian Orogenic Belt: Inferences from petrological and mineralogical studies: International Geology Review, V. 54, 2012. P. 249-269.

252. Su B.X., Qin K.Z., Zhou M.F., Sakyi P.A., Thakurta J., Tang D.M., Liu P.P., Xiao Q.H., Sun H. Petrological, geochemical and geochronological constraints on the origin of the Xiadong Ural-Alaskan type complex in NW China and tectonic implication for the evolution of southern Central Asian Orogenic Belt // Lithos, 2014, 200. P. 226-240.

253. Su B., Liu X., Chen C., Robinson P.T., Xiao Y., Zhou M., Bai, Y., Uysal I., Zhang P. A new model for chromitite formation in ophiolites: Fluid immiscibility. Sci. China Earth Sci. 64 (2), 2021. P. 220-230.

254. Taylor H.P. The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska // Ultramafic and related rocks, New York-London-Sydney, 1967. P. 97-121.

255. Taylor S.R. and McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

256. Thakurta J., Ripley E.M., Li C. Platinum Group Element Geochemistry of Sulfide-Rich Horizons in the Ural-Alaskan-Type Ultramafic Complex of Duke Island, Southeastern Alaska // Economic Geology 109 (3), 2014. P. 643–659.

257. Tibaldi A., Bonali F. Intra-arc and back-arc volcano-tectonics: Magma pathways at Holocene Alaska-Aleutian volcanoes // Earth-Sci. Rev., 167, 2017. P. 1-26.

258. Tolstykh, N.D., Sidorov, E.G., Krivenko, A.P. Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes, in: Mungall, J.E. (Ed.), Exploration for 169 Platinum-Group Element Deposits. Short Course Ser. MAC. V. 35. Chap. 6, 2005. P. 113-143.

259. Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // Ore Geology Reviews. 2015. V. 67. P. 234–243.

260. Vorontsova N.I., Lazarenkov V.G., Talovina I.V., Gayfutdinova A.M. Platinum group elements and gold in supergene nickel deposits on zonal ultramafik massifs in Urals // Abstracts of 12th International Platinum Symposium. Yekaterinburg: Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, 2014. P. 281.

261. Waelder O. Mathematical methods for engineers and geoscientists. Springer, 2008. 180 p.

262. Wang Z., Zheng X., Meng G., Tang H., Fang T. Petrology, Geochemical Characteristics, Tectonic Setting, and Implications for Chromite and PGE Mineralization of the Hongshishan Alaskan-Type Complex in the Beishan Orogenic Collage, North West China // Frontiers in Earth Science, V. 9, 2021. P. 1-19.

263. Wilson A.H., Prendergast M.D. Platinum-Group Element Mineralisation in the Great Dyke, Zimbabwe, and its relationship to magma evolution and magma chamber structure // South African Journal of Geology, 2001. P. 319-342.

264. Whitney D.N., Evans D.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, Volume 95, 2010. P. 185-187.

265. Yang S.H., Su B.X., Huang X.W., Tang D.M., Qin K.Z., Bai Y., Sakyi P.A., Alemayehu M. Platinum-Group Mineral Occurrences and Platinum-Group Elemental Geochemistry of the Xiadong Alaskan-Type Complex in the Southern Central Asian Orogenic Belt // Minerals, 8, 2018. P. 494.

266. Yang S.J., Kim Y.S. Descriptive classification of dyke morphologies based on similarity to fracture geometries // Geosci. J., 26, 2022. P. 79-93.

267. Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E.V. Unusually PGE-rich chromitite in the Butyrin vein of the Kytlym Uralian-Alaskan complex, Northern Urals, Russia. Can. Mineral., 49, 2011. P. 52-72.

268. Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. Origin of Platinum Group Minerals (PGM) Inclusionsin Chromite Deposits of the Urals // Minerals 8(9), 2018. P. 379.

Фондовая литература

269. Алешков А.Н., Розин А.А. Предварительный отчет Платиновой экспедиции Уралзолото о работах по коренной платине, произведенных в области дунитовых массивов Светлый Бор и Вересовый бор в 1942 году, 1942.

270. Бетехтин А.Г. Отчет «Коренные месторождения платины на Урале и критерии их поисков, разведок и эксплуатации», 1942.

271. Иванов О.К. Петрология и платиноносность концентрически зональных пироксендунитовых массивов платиноносного пояса Урала, 1985 г.

272. Зайцев Г.Б. Першенкова Л.П., Зворская С.А. и др. Геологическая карта Урала Масштаба 1:50 000 листов О-40-35-А (вост. пол.), О-40-35-Б. Отчёт Исовской геологосъёмочной партии за 1962-63 гг., 1964 г.

273. Маханов С.А. Отчет «Геолого-промышленная оценка месторождения коренной платины дунитового массива горы Соловьевой в пределах разведанной площади», 1951.

274. Телегин Ю.М. Отчёт о поисковых работах на металлы платиновой группы и золото в пределах Павдинской площади, проведённых в 2001-2005 гг., Екатеринбург, 2006.

275. Телегин Ю.М. Отчет о поисковых работах на платиноиды, проведённых в пределах Светлоборской площади в 2007-2009 гг., 2009.