

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

На правах рукописи

Никифорова Виктория Сергеевна



**ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДУНИТАХ СВЕТЛОБОРСКОГО
ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ**

Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков
полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, доцент
Таловина Ирина Владимировна

Санкт-Петербург – 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА	10
1.1 История геологического изучения Светлоборского массива.....	10
1.2 Геологическое строение Светлоборского массива.....	16
1.2.1 Жильные породы Светлоборского массива	21
1.2.2 Геологическое строение рудопроявления Высоцкого	36
Выводы по главе 1	41
ГЛАВА 2 МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДУНИТОВ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА	42
2.1 Дуниты	43
2.2 Хромититы.....	56
2.3 Диопсидиты	62
2.4 Горнблендиты	69
Выводы по главе 2	80
ГЛАВА 3 ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДУНИТОВ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА.....	82
3.1 Распределение главных элементов	82
3.1.1 Распределение главных элементов в дунитах	82
3.1.2 Распределение главных элементов в жильных породах.....	89
3.2 Распределение редких элементов.....	97
3.2.1 Распределение редких элементов в дунитах.....	97
3.2.2 Распределение редких элементов в жильных породах.....	109
3.3 Распределение редкоземельных элементов в дунитах и жильных породах	118

Выводы по главе 3	125
ГЛАВА 4 ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОЦКОГО СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА	129
Выводы по главе 4	142
ГЛАВА 5 ВЛИЯНИЕ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ КОРЕННОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДУНИТОВОГО ТИПА	143
5.1 Типы платинометалльного оруденения, ассоциированного с зональными массивами	143
5.2 Платинометалльное оруденение Светлоборского массива	150
Выводы по главе 5	159
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	160
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	164
ПРИЛОЖЕНИЕ А Содержание редких элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого	180
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Содержание редких элементов в жильных породах	183
ПРИЛОЖЕНИЕ В Матрицы коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в метасоматитах	189

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Большинство коренных месторождений платины и платиносодержащих россыпей Урале на данный момент являются отработанными, поэтому поиск новых альтернативных источников платиновых металлов становится одной из важнейших задач.

Зональные дунит-клинопироксенитовые массивы Платиноносного пояса Урала являются единственным потенциально значимым источником промышленного платинового оруденения на Урале, в т.ч. один из крупнейших в мире россыпеобразующий Светлоборский массив, являются наиболее перспективными объектами для поиска и разведки промышленно значимого платинометалльного оруденения.

Коренная платиновая минерализация Светлоборского массива изучалась выдающимися исследователями: Н.К. Высоцким, А.А. Иностранцевым, А.Н. Заварицким, А.Г. Бетехтиным и др. Ими впервые было изучено геологическое строение как Нижнетагильского и Светлоборского массивов, так и всего Платиноносного пояса Урала, пробурены первые структурные скважины, отражающие влияние вторичных процессов на исходные неизмененные породы.

Степень разработанности темы исследования

В пределах Светлоборского массива геологоразведочными работами последних лет установлено наличие коренного платинометалльного оруденения рудной формации платиноносных дунитов (рудопроявление Высоцкого). Тем не менее, вопросы локализации, а также условий формирования платинометалльного оруденения в пределах зональных дунит-клинопироксенитовых массивов ППУ в настоящий момент полностью не решены.

В последнее время появились данные о связи коренного платинового оруденения в дунитах зональных массивов урало-аляскинского типа с жильными телами [147], поэтому изучение геохимических характеристик, как коренных, так и жильных пород Светлоборского массива позволит понять процессы, приводящие к концентрации элементов платиновой группы в дунитах.

Цель работы

Выявление особенностей распределения главных и редких элементов в дунитах Светлоборского массива, в т.ч. в дунитах рудопроявления Высоцкого, и установление геохимических поисковых признаков коренного оруденения формации платиноносных дунитов в зональных дунит-клинопироксенитовых массивах Платиноносного пояса Урала.

Задачи исследований:

1. Выявить особенности распределения главных и редких элементов и провести сравнительный анализ геохимических характеристик дунитов Светлоборского массива и дунитов рудопроявления Высоцкого.

2. Исследовать геохимические и минералого-петрографические особенности жильных пород Светлоборского массива, а также установить их влияние на изменение химического состава дунитов.

3. Изучить вторичные литогеохимические ореолы рассеяния редких элементов, в т.ч. элементов платиновой группы, в элювиально-делювиальных отложениях Светлоборского массива на примере рудопроявления Высоцкого.

4. Определить геохимические поисковые признаки коренного платинового оруденения в платиноносных дунитах зональных дунит-клинопироксенитовых массивах Платиноносного пояса Урала на примере Светлоборского массива при геохимических поисках по первичным и вторичным ореолам.

Научная новизна

1. Установлено, что дуниты рудопроявления Высоцкого характеризуются тенденцией к накоплению некоторых главных элементов (Ti, Al и Ca), а также ряда редких совместимых (V, Ni, Co, Cr, Mn) и несовместимых с дунитами элементов (Cu, Zn, Mo, W, Rb, Sr, Y, Zr, Th, Hf и PЗЭ), также характерных для жильных пород массива.

2. Выявлены особенности распределения главных и редких элементов в жильных породах (диопсидитах, мономинеральных и плагиоклазовых горнблендитах) и развитых по ним серпентинитовым, хлоритовым и флогопит-

вермикулитовым метасоматитам. В порядке уменьшения содержания MgO и увеличения содержания Al_2O_3 , CaO, Fe_2O_3 и щелочных компонентов жильные породы образуют следующую последовательность: диопсидиты – горнблендиты мономинеральные – горнблендиты плагиоклазовые, метасоматиты также образуют следующий ряд: серпентиновые – хлоритовые – флогопит-вермикулитовые метасоматиты. При этом для горнблендитов характерны максимальные содержания Zn, Mo и W, а для диопсидитов – Cu и V.

3. Установлено, что в дунитах рудопроявления Высоцкого платина входит в состав двух ассоциаций – «дунитовой» (Cr, Ni, Co, Mn) и «горнблендитовой» (Zn, W, P), которые могут выступать в качестве индикаторов платинометалльного оруденения.

4. Установлено, что во вторичных литохимических ореолах рассеяния в элювиальных отложениях рудопроявления Высоцкого Светлоборского массива платина формирует положительные аномалии над зонами развития в дунитах жильных пород, к которым приурочены положительные аномалии Pd, Ni, Co, Mn, Cr и отрицательные – Ba и Sr.

Теоретическая и практическая значимость работы

Выявленные индикаторные ассоциации элементов, характерные для изученных платинометалльных рудопроявлений Светлоборского массива, могут быть использованы при проведении литохимических поисков новых платиновых объектов по первичным и вторичным ореолам рассеяния геологическими организациями и предприятиями, занимающихся прогнозированием и поисками платиновых металлов на массивах урало-алюскинского типа.

Методология и методы исследования

В основу работы положен оригинальный каменный материал, собранный автором во время полевых работ на объекте исследования. Также были использованы данные Ю.М. Телегина, директора ООО «Проспектор», проводившего поисковые работы на Светлоборском массиве в течение 2003-2011 гг.

Методами оптической и электронной микроскопии изучено более 100 аншлифов и прозрачных петрографических шлифов. В Центральной лаборатории ВСЕГЕИ методами рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) определены содержания главных и редких элементов в дунитах и жильных породах. Методом РФА в лаборатории Фрайбергской горной академии (ФГА) были определены содержания главных и редких элементов в жильных породах.

Литогеохимические пробы элювиальных отложений и пробы керна по 20 скважинам анализировались на Pt, Pd, Au пробирным анализом с атомно-абсорбционным окончанием в лаборатории SGS Lakefield Research Africa, г. Йоханнесбург (ЮАР) и спектральным анализом на ряд редких элементов в ОАО «Уральская центральная лаборатория», г. Екатеринбург.

Термический анализ проводился на установках фирмы NETZSCH термической лаборатории ФГА и в лаборатории Института химии силикатов. Диагностика минеральных фаз была проведена на рентгеновских порошковых дифрактометрах URD-6 SeifertFPM и HZG-4 SeifertFPM в лабораториях ФГА.

Микрорентгеноспектральные анализы проводились на сканирующем электронном микроскопе на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 в Институте геологии и геохимии УрО РАН и на растровом электронном микроскопе JEOL JSM 6400 (ФГА).

Защищаемые положения

1. Индикаторами платинометального оруденения в дунитах Светлоборского массива являются накапливающиеся совместно с платиной элементы двух ассоциаций: «дунитовой» (Cr, Mn, Ni, Co) и «горнблендитовой» (Zn, W, P), вместе составляющих рудную геохимическую ассоциацию. В состав безрудной «клинопироксенитовой» ассоциации входят V, Cu и Pb.

2. Формирование рудной «горнблендитовой» ассоциации Pt-Zn-W-P в дунитах происходит в результате процессов гидротермально-метасоматического воздействия, связанного с жильными породами, главным образом

горнблендитами и диопсидитами, приводящего к значительному увеличению содержания в дунитах Светлоборского массива несовместимых для них элементов: Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Y, Hf, Th и PЗЭ.

3. Поисковыми признаками платинометальной минерализации в дунитах Светлоборского массива по вторичным ореолам рассеяния являются положительные аномалии индикаторных элементов Pt-Pd-Ni-Co-Mn-Cr в перекрывающих элювиально-делювиальных отложениях, пространственно совпадающие с отрицательными аномалиями Ba и Sr.

Степень достоверности результатов исследования обусловлена представительностью каменного материала, использованием аналитических данных, полученных по сертифицированным методикам в аккредитованных лабораториях, представительностью использованных выборок геохимических данных, корректным применением методов математической статистики и графического представления информации, непротиворечивостью геологической информации и полученных автором результатов.

Работа были поддержаны именными грантами Правительства Санкт-Петербурга (2015, 2016) и совместным грантом Министерства образования и Германской службы академических обменов DAAD (стипендия «Михаил Ломоносов», 2014-2015 гг.).

Апробация работы

Основные положения и результаты работы докладывались на следующих конференциях: Freiberg-St.Petersburg Colloquium of young scientists (г. Фрайберг, Германия, 2014 и 2015); научной конференции студентов и молодых ученых «Полезные ископаемые России и их освоение» (Горный университет, г. Санкт-Петербург, 2014); XXV молодежной конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР, К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 2014); VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2014); VIII научно-практической конференции «Геология в развивающемся мире» (Пермь, 2015), XIX международной научно-практической конференции

«Актуальные вопросы современной науки» (Пенза, 2018), XII Международной научно-практической конференции «Наука и инновации в XXI веке: актуальные вопросы, открытия и достижения» (Пенза, 2019), XII Russian-Germany Raw Materials Forum (Санкт-Петербург, 2019).

Личный вклад автора заключается в постановке цели и задач диссертационного исследования; анализе зарубежной и отечественной научной литературы по теме исследования, участии в полевых работах, проведении лабораторных исследований, обработке и интерпретации полученных аналитических данных.

Публикации по работе. Результаты диссертационной работы в достаточной степени освещены в 11 печатных работах, в том числе в 4 статьях - в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук (далее – Перечень ВАК), в 1 статье - в изданиях, входящих в международные базы данных и системы цитирования (Web of Science, Scopus).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы и содержит 190 страниц, 73 рисунка и 34 таблицы. Список литературы включает 148 наименований.

Благодарности. Автор благодарит своего научного руководителя, д.г.-м.н., доц. И.В. Таловину за постоянное внимание, консультации и содействие в работе. Автор благодарен директору ООО «Проспектор» Ю.М. Телегину за предоставленные материалы, возможность отбора проб и ценные советы. Автор благодарит за замечания, помощь в проведении исследований и ценные консультации д.г.-м.н. С.Г. Скублова. Автор признателен проф. д-ру Г. Хайде и коллективу Института минералогии Фрайбергской горной академии за помощь в проведении исследований. Особая благодарность д.г.-м.н. О.М. Прищепе и коллективу кафедры геологии нефти и газа за всестороннюю помощь и поддержку.

ГЛАВА 1 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА

1.1 История геологического изучения Светлоборского массива

В 20-х годах XIX века на Урале обнаруживаются и начинают разрабатываться платиновые россыпи, расположенные преимущественно вблизи коренных источников – дунитовых массивов. Одними из наиболее продуктивных были россыпи в Исовском районе, где и расположен один из крупнейших россыпеобразующих массивов в мире – Светлоборский клинопироксенит-дунитовый массив. С первых лет эксплуатации россыпей исследователями зональных массивов предполагалось наличие пространственно-генетической связи платиновых россыпей с выходами зональных массивов, сложенных ультраосновными горными породами.

На первых геологических картах Светлоборский массив изображался как составная часть Качканарского массива и представлял собой однородное тело, сложенное перидотитами и оливиновыми породами. В 1913 году Н.К. Высоцкий составил первую геологическую карту массива, выделив дуниты, пироксениты и горнблендиты, а также установил зональное строение массива и показал его изолированное положение от Качканарского массива [9]. Последующее изучение было направлено на детализацию отдельных участков, выявление зон хромитового оруденения и зон платиноносности [31].

По сохранившимся к настоящему времени сведениям, поисковые работы на коренную платину в пределах Светлоборской площади активно проводились начиная с 20-х годов. В 1922-1932 гг. геологоразведочные работы в основном были сосредоточены в южной части массива Вересовый Бор, было получено 14 анализов на платину из дунитов и хромитов Вересовоборского массива, содержание платины в которых составляло от 2,9 до 14,0 г/т [138].

Первые целенаправленные геолого-поисковые работы на коренную платину были проведены под руководством А.Н. Алёшкова в 1942 году [138]. В ходе работ были опробованы дуниты и клинопироксениты Светлоборского и Вересовоборского массивов, а также рыхлые образования – аллювиальные

отложения и коры выветривания. Из коренных пород отбирались пробы весом 10 кг с дальнейшим дроблением и пробирным анализом на платину, при этом погрешность анализа, как было указано в отчёте, составила 30%. Из рыхлых пород отбирались шлиховые и валовые пробы с промывкой и минералогическим анализом на платину. Среднее содержание платины в коренных породах по Светлоборскому массиву, определенное по 148 анализам составило 0,529 г/т, в породах Вересовоборского массива – 0,548 г/т (по 66 анализам 10-килограммовых проб) и 0,902 г/т по 32 анализам штучных проб.

Планомерные поисково-съёмочные работы масштаба 1:50000 начались в 1953 году [145] и продолжились другими исследователями [141, 148]. В результате работ были составлены качественные геологические карты, получены новые данные по петрографии, петрологии, по взаимоотношениям изверженных пород, степени и характере их метаморфизма. В 1985 году была составлена Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист О-40-ХП [143].

В 1985-98 гг. Платиновой группой Уральской Комплексной Съёмочной Экспедиции были проведены исследования, направленные на оценку платиноносности габброидных комплексов различных формационных типов [144]. По результатам исследований была отмечена тесная связь повышенной минерализацией в пределах Волковского массива концентраций платиноидов с медносульфидной, геологическое строение которого близко к строению Светлоборского и Вересовоборского массивов, выделен новый тип платиноидного оруденения, связанный с апатитовыми оливинитами. Объём опробования был незначительным, поэтому не удалось в полной мере охарактеризовать промышленную значимость обследованных участков. Зоны, перспективные на палладиевое оруденение, были изучены в недостаточной мере.

В пределах Светлоборского массива О.К. Ивановым были отмечены горнблендит-пегматиты, флогопитовые клинопироксениты и флогопит-хромдиопсидовые породы, перспективные в отношении платинометалльного оруденения. В горнблендитах западного и восточного контакта Светлоборского

массива, слагающих полосу шириной до 250 м, отмечено присутствие магнетита в количестве до 20%, также в горнблендитах были выделены апатитовые и апатитсодержащие разности, в которых количество апатита колеблется от единичных зёрен до 20% [31].

Платиновой группой Уральского государственного горного университета в период 1992-1998 гг. под руководством И.А. Малахова были проведены полевые работы на Светлоборском массиве: выполнено 40 км маршрутов, отобрано 70 образцов пород и руд, 35 проб весом от 6 до 15 кг, проведено минераграфическое изучение платиноидов, выполнены микрозондовые анализы минералов платиновой группы из платиноносных дунитов и хромитов. В более ограниченных объемах проведены работы на Вересовоборском массиве. В рудах Светлоборского массива был впервые обнаружен и описан кашинит, представляющий собой сульфид иридия и рения [53].

В 1995-2000 гг. проводились тематические работы под руководством К.К. Золоева и А.Н. Мардиросьяна, по результатам которых был составлен отчёт «Платинометальное оруденение в геологических комплексах Среднего Урала» [142]. В результате этих исследований были выделены новые типы месторождений платиноидов, в частности, баронский тип, изучены закономерности размещения оруденения и даны рекомендации по направлению поисково-оценочных работ.

В 2001-2005 гг. ЗАО «Урал-МПГ» проводились работы на поиск коренного платинометалльного оруденения в пределах Светлоборского и Вересовоборского массивов [146]. В ходе поисковых работ были пройдены поисковые маршруты, проведено штучное опробование, также была проведена магнитометрическая съёмка по сети 10×100 м и 10×200м, литогеохимическая съёмка и отбор проб по сети 40×200 м, в пределах отдельных участков со сгущением – 40×100 м. В пределах участка Высоцкого дополнительно были пройдены канавы, шурфы и пробурены 16 колонковых скважин. В результате проведенного комплекса работ были определены перспективы выявления прожилково-вкрапленного типа платиноидной, представленного линейными минерализованными зонами в

дунитах минерализации на территории массивов Светлый Бор и Вересовый Бор [146].

В 2013 году ЗАО «Урал-МПГ» были организованы поисковые и оценочные работы на Вересовоборском и Светлоборском массивах. Комплекс работ включал в себя: литогеохимическую съемку, проходку канав и шурфов, их опробование, отбор проб для гравитационного обогащения, буровые работы по подготовленной сети для подсчета прогнозных ресурсов P_1 и запасов C_2 на участках Вершинный, Коробовский и Высоцкий Светлоборского массива и на участке Центральный Вересовоборского массива [147].

В результате проведенных поисковых работ было установлено:

- повышенные содержания платины связаны с дунитами из широких линейных тектонических зон, значительной протяженности, в которых дуниты подверглись воздействию гидротермально-метасоматических процессов;

- процессы гидротермально-метасоматических изменений проявлены на всей территории Светлоборского и Вересовоборского массивов, поэтому платиноносные минерализованные зоны обнаруживаются повсеместно, соответственно перспективной является вся площадь массивов;

- было выявлено несколько перспективных участков с повышенными концентрациями платины. В пределах разных участков минерализованные зоны отличаются морфологией, минеральными парагенезисами, параметрами, особенностями распределения и характером концентрации платины;

- первая платиноносная зона, имеющая потенциально промышленные параметры, была обнаружена в юго-западном экзоконтакте дунитового ядра Светлоборского массива (участок Высоцкий). Здесь были проведены более детальные поисковые работы (канавы, скважины) и определены прогнозные ресурсы платины категории P_1 .

Существенный вклад в изучение Светлоборского массива внесли Н.Д. Толстых и Ю.М. Телегин [82, 83, 84, 134, 135], описавшие платиновую минерализацию массива, а также А.П. Козлов и В.А. Чантурия [37,38, 91], В.Г. Лазаренковым и А.Г. Пилюгиным была детально изучена хромититовая

минерализация Светлоборского массива [45, 129], С.Ю. Степановым проведен детальный анализ морфологических и химических особенностей минералов платиновой группы (МПГ) из хромит-платиновых рудных тел зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала [77, 78]

В результате масштабных поисковых работ 2006-2013 гг. в пределах Светлоборского массива были выделены наиболее перспективные участки и произведена оценка прогнозных ресурсов платины. Тем не менее, вопросы, прогноза оруденения, его генезиса, характеристики вещественного состава, а также разработки эффективной методики поисков, оценки и разведки рудной платины в зональных массивах остаются открытыми.

Автор в течение 2013-2014 гг. принимал участие в полевых работах на Светлоборском массиве, в ходе которых был произведен сбор каменного материала, описаны и задокументированы обнажения, канавы и керн скважин двух участков – наиболее перспективного участка Высоцкого и сходного с ним по геологическому и структурному положению в массиве Коробовского участка. Отдельные исследования были проведены в пределах участков Высоцкий, Высоцкий-2, Коробовский и Травянистый. Особое внимание уделялось изучению жильных пород – их составу и взаимоотношениям со вмещающими дунитами.

На рисунке 1.1 представлена карта фактического материала, составленная автором по результатам полевых работ.

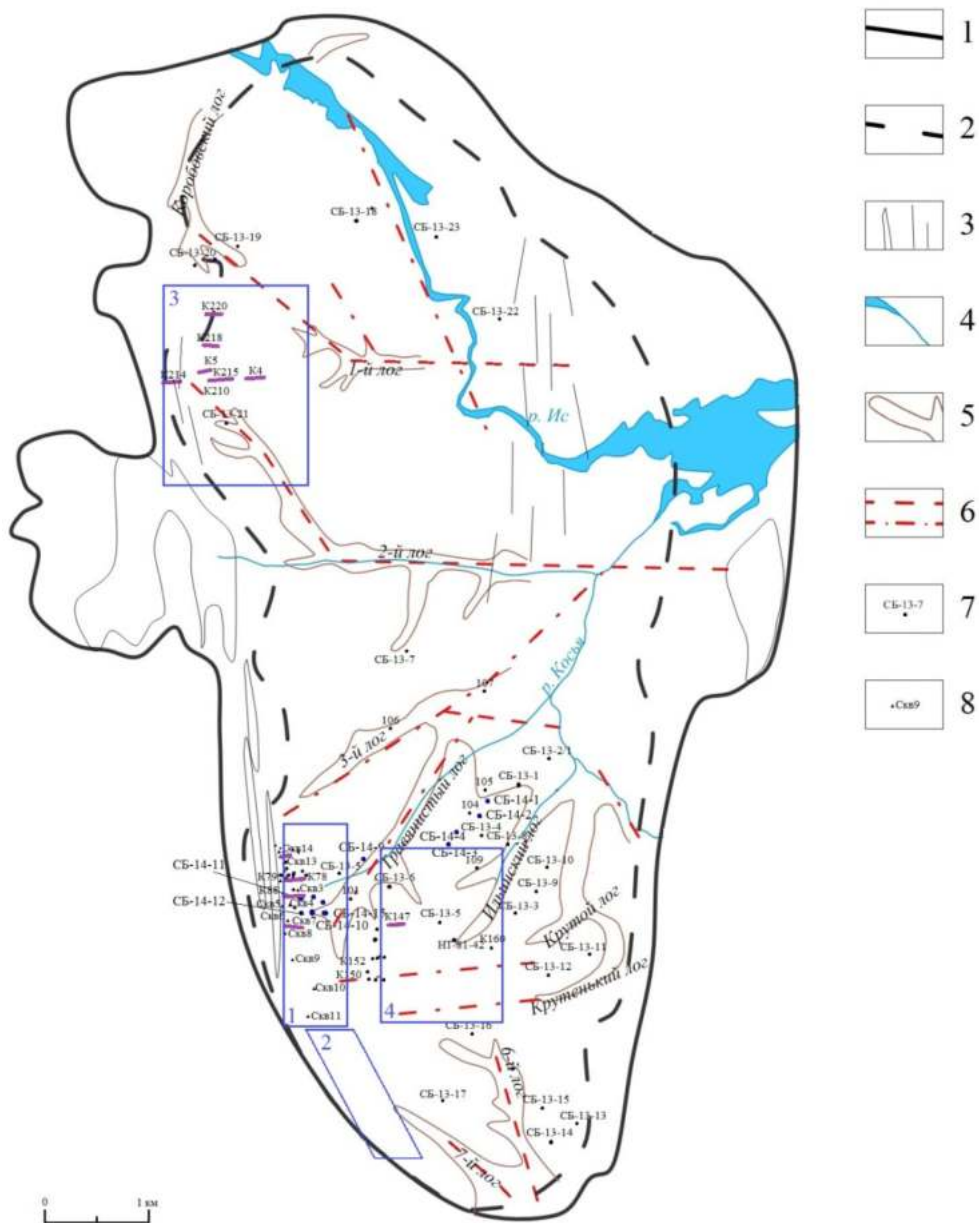


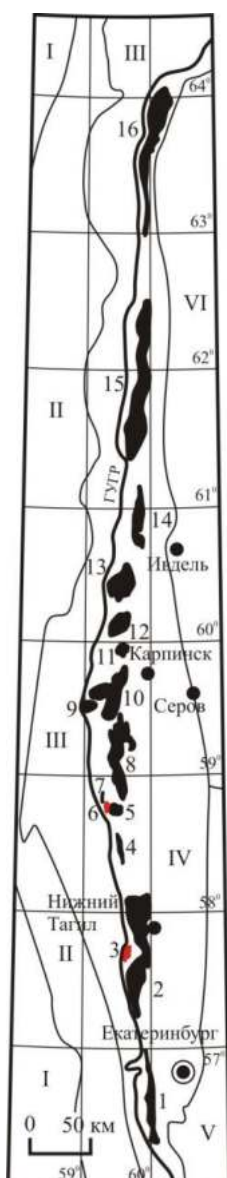
Рисунок 1.1 – Карта фактического материала (составлена с использованием материалов Ю.М. Телегина [146, 147])

1 – граница массива; 2 – граница дунитового ядра; 3 – дайки и жилы горнблендитов и диопсидитов; 4 – гидросеть; 5 – овраги; 6 – разрывные нарушения (достоверные и предполагаемые); 7 – точки отбора проб; 8 – скважины, по которым проводилось опробование керна.

Участки: 1 – рудопроявление Высоцкого; 2 – Участок Высоцкого-2; 3 – Коробовский участок; 4 – участок Вершинный.

1.2 Геологическое строение Светлоборского массива

Светлоборский массив находится на границе Среднего и Северного Урала, в пределах западной части Тагило-Магнитогорского прогиба, вблизи зоны его сопряжения с Центрально-Уральским поднятием. Массив относится к формации дунит-клинопироксенитовых зональных массивов и входит в цепочку концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) [31], которые представляют собой цепь сложно построенных интрузий, протянувшуюся на 920 км от Среднего до Приполярного Урала (рисунок 1.2).



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.

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, ГУГР – главный уральский глубинный разлом.

Рисунок 1.2 – Положение массивов Платиноносного пояса Урала

[21, 22, 61]

Массивы, входящие в состав дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций на Среднем и Северном Урале, размещаются на стыке двух крупных структур: Центральноуральского поднятия на западе и Тагильского погружения на востоке, располагаясь главным образом в пределах последнего и простираясь в субмеридиональном направлении.

До середины XX века считалась бесспорной связь формирования пород Платиноносного пояса с региональным (вертикальным или крутопадающим) разломом. Однако, по более поздним геологическим и геофизическим данным [23, 24], становление массивов платиноносного пояса происходило с разрывным нарушением в подошве относительно пологого надвига с востока. В пределах Среднего и Северного Урала ультрамафитовые породы образуют две параллельные полосы – западную и восточную. Западную полосу слагают пироксенит-дунитовые массивы Желтой сопки, Гладкой сопки, Соснового Увала, Вересовой горы, Вересового Бора, Светлого Бора, Нижнетагильского и Омутнинского массивов. В восточную полосу входят массивы: Денежкин Камень (Пихтовый и Вересовый Увалы), Кумбинский, Кытлымский, Качканарский, Баранчинский и Первоуральский, сложенные в основном оливиновыми и магнетитовыми пироксенитами, реже – верлитами и оливинитами. В отличие от ультраосновных массивов западной полосы, залегающих обычно среди метаморфических пород – сланцев и амфиболитов, для пород восточной полосы платиноносного пояса характерна тесная пространственная связь с габброидами.

Согласно современным представлениям зональные массивы Платиноносного пояса Урала являются образованиям ордовикского возраста [7, 19, 65], ранее они считались нижнесилурийскими субплатформенными рифтогенными образованиями [24]. Часто массивы имеют сорванные тектонические контакты с вмещающими породами, однако наличие по периферии ореолов вулканитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, свидетельствует о пространственной связи ультрамафитовых массивов и вулканогенно-осадочных пород окружения, традиционно относимых к древним островодужным образованиям.

Геологическое строение Светлоборского массива детально рассматривали в своих работах Н.К. Высоцкий [9, 10, 11], А.Н. Заварицкий [27], И.А. Малахов [52], О.К. Иванов [31, 32], Г.Б. Ферштатер [87, 88, 89], К.К. Золоев [28], В.Г. Лазаренков [43, 44], Л.В. Разин [69] и многие другие исследователи.

Возраст Светлоборского массива позднеордовикский, вмещающими породами являются кытлымиты (соссюрит-роговообманковые сланцы), зелёные сланцы и микроамфиболиты выйской свиты среднего-верхнего ордовика (рисунок 1.3). Западный и восточный контакты массива тектонизированы. Кытлымиты и зеленые сланцы имеют восточное падение, западный контакт – 40-60°, восточный 60-90°.

Светлоборский массив представляет собой в плане тело линзовидной формы, вытянутое в субмеридиональном направлении. Массив имеет зональное строение: дунитовое ядро площадью около 14 км², которое окаймлено клинопироксенитовой оболочкой достаточно невыдержанной ширины – от 250 м до 1,5 км.

О.К. Иванов предполагает, что Светлоборский клинопироксенит-дунитовый массив, наряду с соседним Вересовоборским массивом, полого падает на восточном контакте и круто на западном под Качканарский габбро-пироксенитовый массив и является пластообразной апофизой Качканарского комплекса [31].

По гравиметрическим данным было установлено, что массив в разрезе имеет клиновидную форму, а также было определено неглубокое залегание нижней кромки – от 800 м до 2,5 км [14, 15].

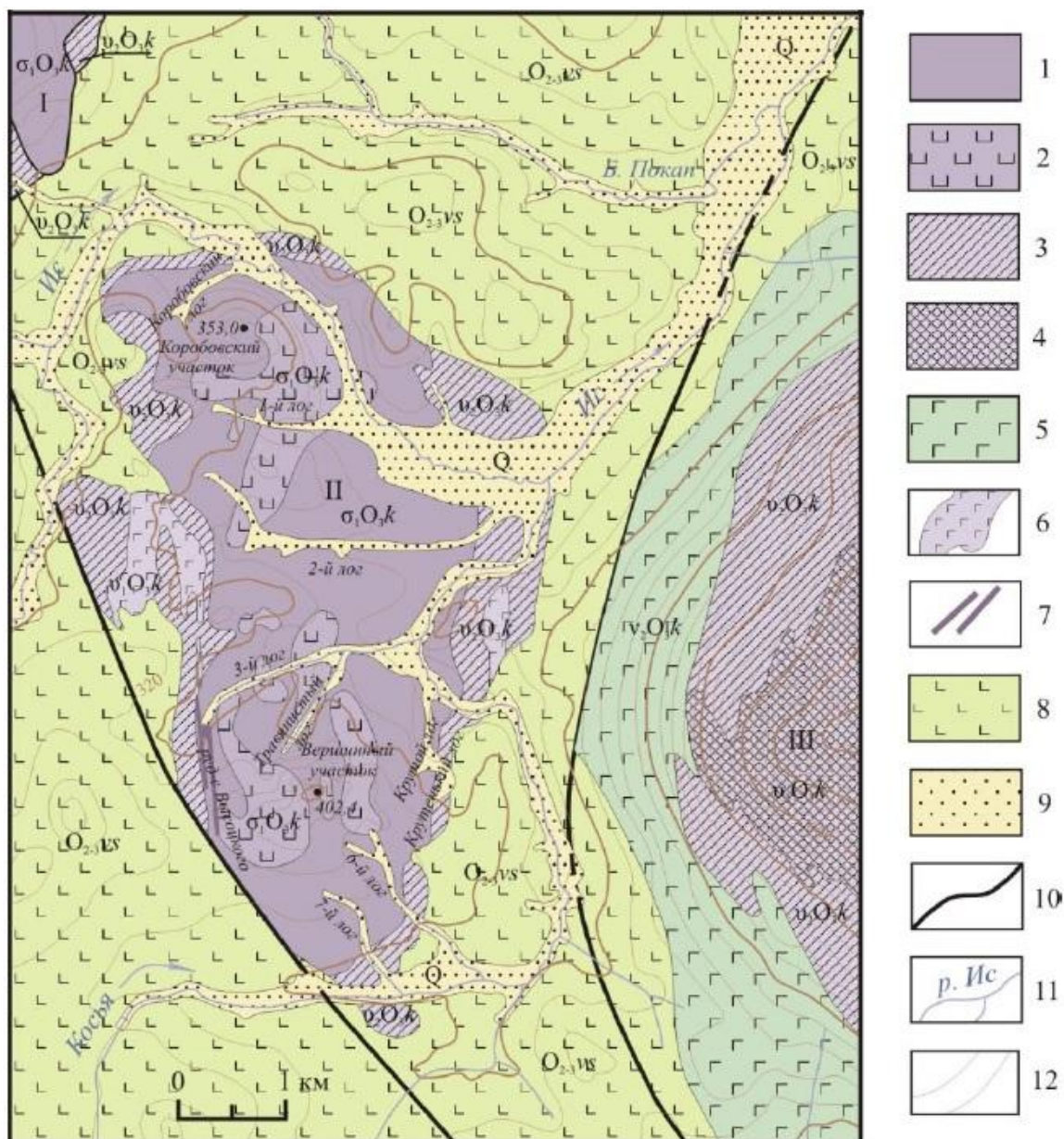


Рисунок 1.3 – Схематическая геологическая карта Светлоборского массива [9, 31, 61, 82]

1 – тонко- и мелкозернистые дуниты; 2 – средне- и крупнозернистые дуниты; 3 – клинопироксениты; 4 – титаномагнетитовые клинопироксениты; 5 – габбро; 6 – горнблендиты; 7 – дайки иситов, горнблендитов и клинопироксенитов; 8 – кытлымиты, зелёные сланцы выйской свиты; 9 – платиноносные техногенные и аллювиальные отложения; 10 – тектонические нарушения; 11 – гидросеть; 12 – горизонтали рельефа.

I – Вересовоборский массив, II – Светлоборский массив, III – Качканарский массив.

Клинопироксенитовая оболочка Светлоборского массива, прослеживающаяся почти по всей периферии, впервые была описана Н.К. Высоцким [10]. В работах О.К. Иванова было описано ее зональное строение: на контакте с дунитами располагаются верлиты, затем они сменяются оливиновыми и мономинеральными клинопироксенитами, переходящими в магнетитовые, флогопитовые и плагиоклазовые разновидности [31]. Ширина клинопироксенитовой каймы неравномерная – на севере массива она достигает 250 м, на востоке – 80 м, на западе – в среднем около 500 м, лишь изредка достигая мощности 1,5 км. Клинопироксенитовая оболочка массива имеет ровные внешние границы и чрезвычайно извилистый внутренний контакт с дунитами, что обусловлено разной степенью эродированности массива при пологой поверхности кровли и наличии врезов логов.

В юго-западной части массива в пределах дунитового ядра встречаются тела клинопироксенитов, интерпретируемые либо как останцы клинопироксенитовой каймы или жильные тела [27, 28, 31]. Тела клинопироксенитов представляют собой обширные самостоятельные поля, крупные жильные тела, мощностью до 1,5 и более метров, жильные штокверки, зоны магматических клинопироксенитовых брекчий.

Широкое развитие горнблендитов и флогопитовой минерализации в краевых зонах клинопироксенитов Светлоборского массива является одной из его специфических особенностей. Как описывает О.К. Иванов данные метасоматические образования распространены в западной и частично в восточной краевых частях массива в зонах вторичного изменения клинопироксенитов, где слагают полосы и линзы преимущественно в виде зоны шириной до 250 м [31].

По данным К.К. Золоева, тектоническая переработка дунитовой части массива более слабая, по сравнению с расположенным к северо-западу от него Вересовоборским зональным массивом, обладающим явно тектоническим (блоковым) строением. Тем не менее, периферические части Светлоборского массива включают зоны милонитизации и брекчирования первичных пород,

сопровождающиеся перемещением тектонических блоков клинопироксенитов, особенно в восточной краевой части массива. В пределах западного контакта отмечаются зоны интенсивной тектонизации, захватывающие как пироксенитовую кайму, так и приконтактовые горнблендиты, зеленые сланцы и кытлымиты [28].

1.2.1 Жильные породы Светлоборского массива

Одной из специфических особенностей Светлоборского массива является широкое развитие жильных пород в пределах дунитового ядра массива, но наиболее часто они встречаются в приконтактовых с клинопироксенитовой оторочкой зонах, где образуют дайковые кусты и штокверки. Жильные породы широко представлены в породах дунитового ядра Светлоборского массива, составляя около 5% от общего объема пород, а в периферических частях – до 40% при большом разнообразии составов пород [56].

Жильные породы, являющиеся важным структурно-вещественными компонентами Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива, представляют исключительный интерес для решения важных проблем геологии, генезиса и рудообразования массива. Тем не менее, о дайковых и жильных породах и сопутствующих им метасоматитах Светлоборского и других ультрамафитовых массивов Платиноносного пояса Урала известно немного.

Несмотря на широкое распространение, жильным породам Светлоборского массива в геологической литературе уделено недостаточно внимания. Н.К. Высоцкий и А.Н. Заварицкий в своих работах отмечали развитие в дунитах массива жил и прожилков серпентин-хлоритового и амфибол-пироксенового состава [10, 27]. А.Г. Бетехтиным в 1924 г. на восточном склоне Светлоборского массива в нескольких местах были найдены выделения хлорита, что также свидетельствует об интересе ученых того времени к жильным породам Светлоборского массива [139].

Первое подробное описание составов жильных пород был составлено О.К. Ивановым, который выделил ультрамафическую, габброидную,

серпентинитовую и иситовую петрографические ассоциации в массиве [31]. В ультрамафической ассоциации им выделяются собственно дуниты, породы клинопироксенитовой оболочки и постмагматические образования, в том числе флогопитовые и амфиболовые клинопироксениты. С ультрамафической ассоциацией, по его мнению, генетически связаны многочисленные дайки клинопироксенитов, магнетитовых клинопироксенитов, хромдиопсидитов и флогопит-хромдиопсидовых пород мощностью до 1 м.

Габбровая ассоциация, по О.К. Иванову, представлена мелкими линзовидными телами габброидов и связанными с ними горнблендитами, штубахитами (антигорит-оливиновыми породами) и офит-антофилит-офитовыми жилами. Габбровые тела, размером до 250×50 м, сложенные амфиболовыми мелко- и среднезернистыми сосюритизированными габбро, располагаются по периферии клинопироксенит-дунитового массива, тяготея к его контактам. В центральной и южной частях дунитового ядра установлены дайки габброидов мощностью до 1 м, иногда секущие жилы клинопироксенита. В серпентинитовой ассоциации О.К. Иванов выделяет антигоритовые и офит-антофиллитовые прожилки в дунитах [31].

В последние годы горнблендиты Светлоборского массива, наряду с горнблендитами других массивов Урала исследовались Е.В. Пушкаревым и И.А. Готтман [16, 17, 67, 68], которые привели в своих работах их химический и минералого-петрографический состав, а также первые данные по датировке U-Pb методом по данным SHRIMP-II.

Структурно-тектонический план массива задан основными группами разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного, субширотного и, в меньшей степени, субмеридионального простирания, прекрасно выраженными в рельефе, что также подтверждено данными геофизических исследований [39, 147]. Как правило, это зоны будинажа мощностью 5-50 м, имеющие пологое залегание 25°, часто конформное дайкам диопсидитов и горнблендитов. Зоны будинажа в одном контакте четко ограничены крутопадающими трещинами. В лежащем боку зон дуниты перекристаллизованы, часто по ним развиваются

тектонические брекчии. Дуниты в пределах зон практически нацело серпентинизированы, превращены в скорлуповатый щебень с зеркалами скольжения (рисунки 1.4 и 1.5).



Рисунок 1.4 – Зеркало скольжения, сложенное серпентином и хлоритом

Дайки горнблендитов в таких зонах также разбудинированы, подвержены милонитизации и рассланцеванию, в них наблюдается широкое развитие магнетита нескольких генераций, а также вторичных минералов – актинолита, граната, хлорита, флогопита. Нижние контакты (подшвы) крупных даек горнблендитов большей частью являются пологими надвигами. Такие дайки наиболее широко распространены в пределах площади рудопроявления Высоцкого, где они зафиксированы в стенках канав 4 и 5 на глубинах от 1 м до 2 м в виде «висячих» пологих ($3-5^\circ$) зон мощностью 50-70 см выполненных мелко-разбудинированными, интенсивно антигоритизированными (до 100% в центре будин) дунитами [147]. В подошве надвигов дуниты смяты, по трещинам – выветрелый серпентин и зеркала скольжения. Кроме того, в пределах линейных зон тектонических деформаций среди обычных петельчато-серпентинизированных дунитов наблюдаются зоны тонкого субпараллельного рассланцевания, которые сопровождаются локальным развитием сближенных прожилков антигорита.



Рисунок 1.5 – Куст горнблендитовых даек

Жильные породы Светлоборского массива представлены хромититами, многочисленными телами диопсидитов и горнблендитов, значительной протяженности по простиранию и падению, имеющие интрузивные контакты с вмещающими дунитами, а также ассоциирующими с ними серпентиновыми, хлоритовыми и флогопит-вермикулитовыми метасоматитами [56].

Хромититы. Хромититами Светлоборского массива в свое время занимались Н.К. Высоцкий, С.П. Духнин, Ю.М. Телегин, Е.В. Пушкарев [10, 68, 140, 146, 147]. На данный момент наиболее полная классификация хромититов Светлоборского и Нижнетагильского массивов представлена в работе А.Г. Пилюгина [61]. В настоящее время ОАО «Полиметалл» ведутся активные поисковые работы на платину, связанную с жильными хромититами Светлоборского массива [82].

Так как хромититам посвящено достаточно большое количество публикаций, то их описание приводится по данным А.Г. Пилюгина [61, 62].

Хромититовые тела в дунитах Светлоборского массива проявлены в меньшей мере по сравнению с соседними зональными массивами (Нижнетагильский, Качканарский) и имеют достаточно ограниченное распространение – они распределены по периферии зон среднезернистых дунитов, главным образом в южной части массива. Единичные небольшие шпирсы

и прожилки вкрапленных хромитов отмечаются среди тонкозернистых дунитов. В пределах северного поля среднезернистых дунитов, как указывает О.К. Иванов [31], известны 20 шпиров и жилок хромита мощностью до 0,5 м, в южном поле дунитов их число достигает 43.

Для хромитовых тел характерно большое разнообразие форм и структурно-текстурных типов руд. Как и в других концентрически-зональных массивах здесь выделяются шпирь и жилы мелко-, средне- и густовкрапленных, а также массивных хромитовых руд, сложенных тонко- и среднезернистым хромитовым агрегатом. В последнем случае нередко отмечаются угловатые ксенолиты дунита размером до нескольких сантиметров.

Все хромитовые жилки отчетливо эпигенетичны к дуниту, секут его или метасоматически замещают [28]. По О.К. Иванову [31], основная масса хромитовых жил приурочена к фронту перекристаллизации дунитов, а их конкретное расположение связано с зонами трещинообразования. С.А. Кашин [35], а впоследствии Ю.А. Волченко с соавторами [79, 80] увязывали развитие хромитов с сеткой тектонических зон, существующей внутри дунитового ядра.

Существует несколько классификаций, основанных как на структурно-морфологических, так и на генетических особенностях рудных тел [4, 35]. В дунитах Светлоборского массива выделяются хромититы трех петрографических типов: жильные и прожилково-вкрапленные, связанные с линейными тектоническими зонами и узлами их пересечений; вкрапленные, получающие развитие в полях средне-, крупнозернистых и пегматоидных дунитов [61, 62].

Жильные хромититы залегают исключительно в пределах дунитового ядра Светлоборского массива и обычно образуют резкие контакты с вмещающими дунитами (рисунок 1.6).



Рисунок 1.6 – Жильные хромититы Светлоборского массива

На контакте хромититов и вмещающих дунитов развивается узкая (5-10 мм, редко более) светло-зеленая серпентинитовая кайма. Мощность каймы не зависит от размеров рудных тел. Для этого типа хромититов весьма типичны брекчиевые текстуры, в которых округлые или остроугольные обломки в разной степени серпентинизированных дунитов сцементированы хромит-силикатным агрегатом (рисунок 1.7). Подобные текстуры интерпретировались А.П. Карпинским как свидетельство взрывной природы хромититов, с чем не были согласны другие исследователи [27].

Рисунок 1.7 – Жилы хромитита мощностью до 2 см в дуните

Прожилково-вкрапленные и вкрапленные хромититы характеризуются вкрапленными текстурами и наиболее часто встречаются в дунитах Светлоборского массива (рисунок 1.8). Часто эти два типа хромититов переходят друг в друга.

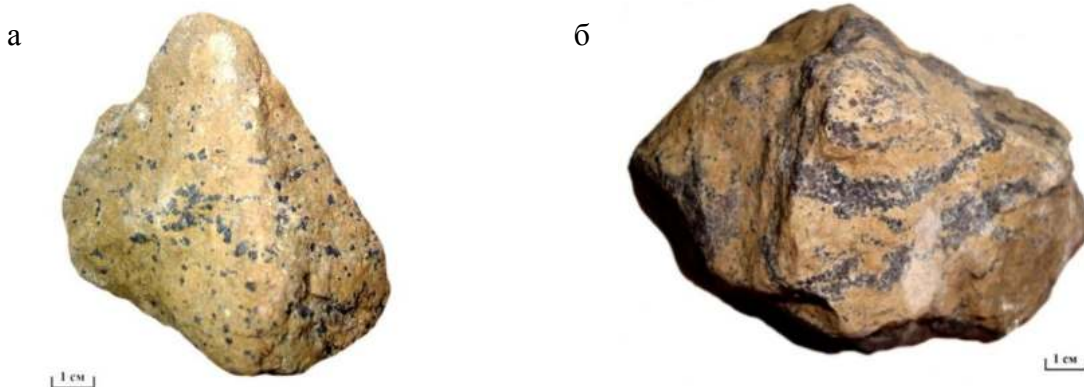


Рисунок 1.8 – Хромититы: а) вкрапленные, б) прожилково-вкрапленные

Диопсидиты. Диопсидитовые жилы и прожилки, мощностью от первых миллиметров до 10-15 см, распространены в породах дунитового ядра и секут дуниты, хромититы и клинопироксениты оболочки массива в направлениях, параллельных и перпендикулярных простиранию контакта между ними. Диопсидитовые жилы развиты преимущественно в западной части массива в зоне контакта дунитов ядра с клинопироксенитами оболочки. Диопсидитовые жилы выполняют линейные трещины и зоны дробления северо-западного, реже широтного простирания. Часто они содержат ксенолиты вмещающих дунитов, вытянутых вдоль жил в количестве до 10-15% от объема жил (рисунок 1.9).



Рисунок 1.9 – а, б) Диопсидитовые жилы с оплавленными ксенолитами дунита

Для диопсидитовых жил характерны резкие изгибы под прямым углом (рисунок 1.10), что можно объяснить преимущественной приуроченностью этих жил к взаимно перпендикулярным трещинам в зонах повышенной трещиноватости массива. Мощность жил колеблется от первых сантиметров до 10 см, длина от 0,5 м до первых метров.



Рисунок 1.10 – а-г) Керн дунитов с прожилками диопсидитов

Клинопироксениты оболочки и жильные диопсидиты. Клинопироксен является сквозным минералом для большинства пород, принимающих участие в строении массива. Он почти постоянно присутствует в составе дунитов, основной минерал в клинопироксенитах и породообразующий в части роговообманковых пород жильной серии.

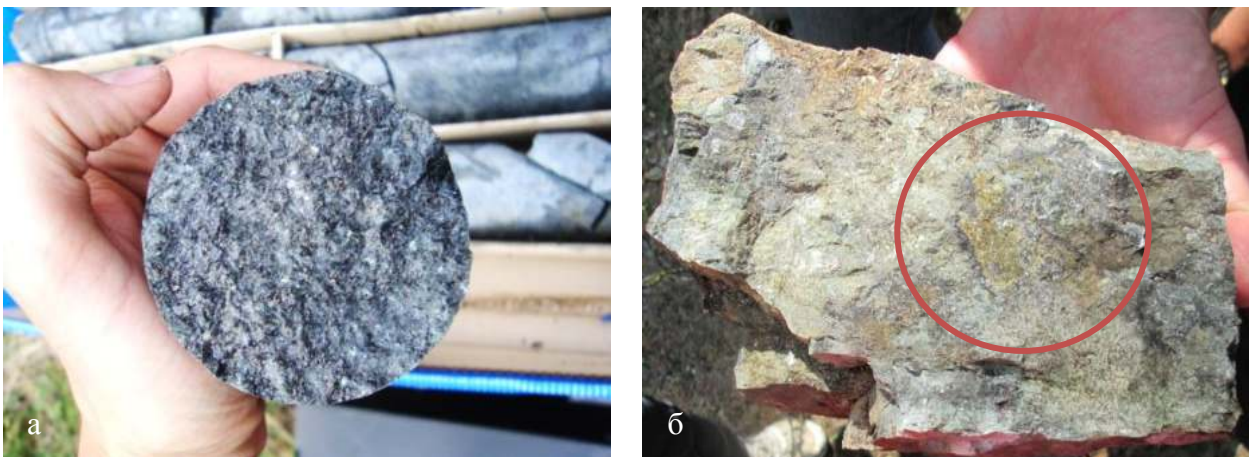


Рисунок 1.11 – а) Клинопироксенит; б) ксенолит дунита в клинопироксенитах

Клинопироксениты слагают обширные самостоятельные поля и крупные жильные тела мощностью от первых десятков сантиметров до 9 м. Форма тел, сложенных клинопироксенитами, так же разнообразна, как и их минеральный состав. Клинопироксенитовые тела выполняют линейные трещины и зоны дробления северо-западного, реже широтного простирания и крутого падения преимущественно в восточном направлении. На контакте дунитов и клинопироксенитов возникает реакционная кайма, часто видны ксенолиты дунита в клинопироксенитах (рисунок 1.11). В западном и восточном контактах дунитового ядра с оболочкой клинопироксениты сильно тектонизированы и в большой степени замещены горнблендитами.

Горнблендиты. В работах О.К. Иванова [31], а впоследствии и И.А. Готтман [16, 17] на основе петрографического изучения пород, выделяются горнблендиты мономинеральные и плагиоклазовые.

Горнблендиты, как составляющие члены зональной клинопироксенитовой оторочки дунитового ядра, развиты в западной и восточной частях массива, на контакте пироксенитов с кытлымитами, реже – внутри клинопироксенитовой оболочки в виде линз и полос до 250 м шириной. Горнблендиты заполняют линейные трещины и зоны дробления северо-западного, реже широтного простирания и крутого падения преимущественно в восточном направлении (рисунки 1.12).





Рисунок 1.12 – а-в) Дайки горнблендитов; г) горнблендит с ксенолитами дунита

Редкие дайки горнблендитов в дунитах по простиранию переходят в клинопироксениты с узкими приконтактовыми оторочками горнблендита. На контакте дунитов и клинопироксенитов возникает реакционная кайма.

Часто горнблендитовые мономинеральные жилы по простиранию переходят в плагиоклазовые горнблендиты, которые по старой номенклатуре именовались иситами. И.А. Готтман в своей работе [17] отмечала трудности классификации и номенклатуры горнблендитов и в том числе иситов. Первоначально термин «исит» (по названию реки Ис, в долине которой расположен Светлобровский массив) был использован Л. Дюпарком для описания мелкозернистых жильных пород массива преимущественно амфиболового состава с небольшой примесью клинопироксена и плагиоклаза [105]. Позднее было установлено, что аналогичные породы постоянно встречаются во многих массивах Платиноносного пояса Урала [23, 31, 88]. В своих ранних работах Л. Дюпарк называл иситы анортитовыми диоритами.

Термин «исит» не нашел широкого применения в геологической литературе, но продолжает использоваться геологами при региональных исследованиях. Многие исследователи [6, 8, 27, 89] отмечали, что при полном исчезновении плагиоклаза эта порода переходит в горнблендит, что привело к формированию представлений, что иситы – это плагиоклазовая разность горнблендитов. А.Н. Заварицкий также указывал на практически полное сходство

по минералогическому и химическому составу между горнблендитами и мелкозернистыми жильными иситами [27].

Как отмечает И.А. Готтман [17], терминологическая неопределенность позволила некоторым исследователям применить термин «исит» к амфиболитам. Так Д.С. Штейнберг с соавторами описывают широкое развитие даек иситов среди альпинотипных гипербазитов Кемпирсайского массива [94, 95, 97]. Однако из геологического и петрохимического описания следует, что это метасоматически преобразованные габбро, сохранившие реликтовую офитовую структуру [25].

Вследствие возникающих противоречий было рекомендовано не использовать термин «исит» для обозначения плагиоклазсодержащих разновидностей горнблендитов [36]. В действующем Петрографическом кодексе России [60] термин «исит» не упоминается.

Горнблендиты плагиоклазовые (рисунок 1.13) пользуются широким распространением в дунитах Светлоборского массива. Простираение жил чаще всего меридиональное, падение крутое, до вертикального. Часто жилы горнблендитов мономинеральных по простираению переходят в горнблендиты плагиоклазовые. Мощность жил составляет до 10 см, в отдельных случаях до 3 и более метров.



Рисунок 1.13 – а, б) Жилы горнблендитов плагиоклазовых в дунитах
 б) жила горнблендита плагиоклазового, секущая диопсидитовую жилу

Горнблендитовые дайки инициируют дуниты апофизами поперечно-шестоватых горнблендитов, авгитовых и диопсидовых клинопироксенитов,

которые на контакте насыщены крупночешуйчатым флогопитом, а также содержат различные по размерам ксенолиты вмещающих дунитов (рисунок 1.14).



Рисунок 1.14 – а, б) Ксенолиты дунита в горнблендите

Ксенолиты дунитов бывают изменены метасоматическими процессами и процессами выветривания. На контакте с горнблендитами также часто возникает реакционная кайма, выполненная хлоритом, тремолитом, флогопитом и тальком.

Минеральный состав горнблендитов плагиоклазовых определяется их названием в петрографическом кодексе [60] – горнблендиты плагиоклазовые – содержат полевой шпат в количестве до 15-20%, который при выветривании превращается в белую массу.

1.2.2 Метасоматические породы

Метасоматические породы Светлоборского массива представлены серпентиновыми, хлоритовыми и флогопит-вермикулитовыми жилами и прожилками. Все эти породы образовались в заключительную гидротермально-метасоматическую стадию развития массива с наложением на коренные породы массива – дуниты, клинопироксениты, горнблендиты [31, 33].

Серпентиновые породы представлены антигоритовыми разновидностями. Наиболее сильно антигоритизация дунитов проявлена в тектонических зонах – на границе дунитов с вмещающими зелеными сланцами и кытлымитами, а также на контакте дунитов с клинопироксенитовой каймой, где ширина зон антигоритизации может составлять 50-600 м (рисунок 1.15).



Рисунок 1.15 – Флогопитовый прожилок в антигоритизированном дуните на контакте с клинопироксенитовой оболочкой

Мощность антигоритовых прожилков изменяется от первых сантиметров в собственно дунитах до 1-2 м в тектонических зонах. В дунитах черные антигоритовые прожилки субпараллельны или пересекаются, образуя крупнопетельчатую сеть с размером ячеек ~ 3-5 см, на отдельных участках она настолько густая, что участки вмещающего дунита выглядят реликтами – обломками в серпентинитовой матрице (рисунок 1.16).



Рисунок 1.16 – а, б) Антигоритизированные дуниты, рудопроявление Высоцкого
Хлоритовые породы. Хлоритовые жилы мощностью до 2-3 см рассредоточены в пределах массива и, кроме того, образуют штокверки в катаклазированных серпентинизированных дунитах. Они наиболее развиты в периферической и средней частях массива и обычно приурочены к дайкам и жилам горнблендитов (рисунки 1.17).

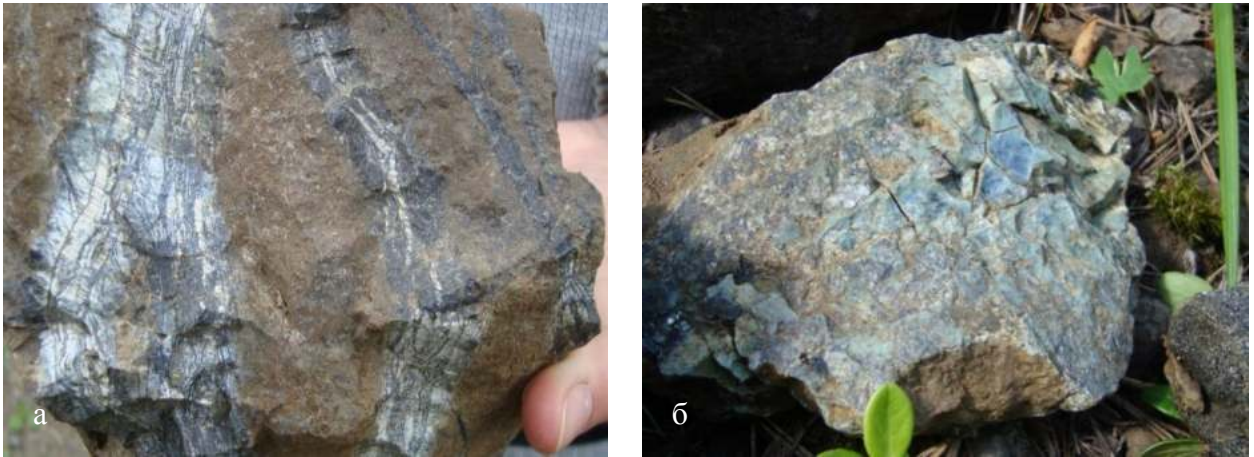


Рисунок 1.17 – а, б) Хлоритовые жилы в дунитах

Флогопит-вермикулитовые породы. Флогопит-вермикулитовые жилы и прожилки (рисунок 1.18) присутствуют как в клинопироксенитах оболочки массива, так и в горнблендитовых дайках, слагают линзы и полосы в основном в западной и частично в восточной краевых частях массива – в зонах вторичного изменения клинопироксенитов в виде зоны шириной до 250 м.



Рисунок 1.18 – Флогопитовый прожилок в антигоритизированном дуните из зоны контакта с клинопироксенитовой оболочкой

В коре выветривания, которая широко развита в пределах дунитового ядра массива, происходит замещение флогопита вермикулитом.

В результате проведенных исследований, автором сделана попытка классифицировать все многообразие дайковых и жильных пород Светлоборского массива. На основе проведенного анализа была составлена условная схема последовательности образования жильных пород Светлоборского массива (рисунок 1.19).



Рисунок 1.19 – Последовательность образования жильных пород
Светлоборского массива

Особый интерес к зонам развития жильных пород в пределах дунитового ядра Светлоборского массива возник в связи с данными Ю.М. Телегина о приуроченности к ним платиноносных минерализованных зон, особенно на контакте дунитового ряда и клинопироксенитовой оболочки в западной части массив, что было отмечено в пределах рудопроявления Высоцкого [147]. Подробное описание участка рудопроявления Высоцкого представлено ниже.

1.2.2 Геологическое строение рудопроявления Высоцкого

Рудопроявление Высоцкого (рисунок 1.20) расположено в юго-западной части массива на водоразделе Травянистого и Третьего логов. Особенности геологического строения рудопроявления обусловлены его расположением в зоне контакта дунитового ядра массива с клинопироксенитовой оторочкой, который в этой части массива имеет субмеридиональное простирание. Дуниты приконтактной с клинопироксенитами зоны прорваны свитой многочисленных даек и жил диопсидитов и горнблендитов, простирающихся вдоль контакта и имеющих восточное падение с углами падения от 5 до 50°. Эта зона характеризуется максимальной интенсивностью тектонических пластических и разрывных деформаций, сопровождающихся гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих пород [82, 130].

Большая часть площади рудопроявления сложена «краевыми» тонкозернистыми перекристаллизованными дунитами, для которых характерно практически полное отсутствие петельчатой серпентинитизации. В то же время породы в значительной степени изменены последующими стадиями серпентинитизации: по зонам сближенных тонких субпараллельных трещин развиты прожилки ленточного лизардита, вдоль тектонических зон наблюдаются зоны антигоритизации. В парагенезисе с антигоритом в значительных количествах присутствуют светло-зеленый крупночешуйчатый хлорит и часто – гранат. Мощные (от 1 см до 1 м) зональные лизардит-антигоритовые (с магнетитом) прожилки высокомагнитны, поэтому зоны антигоритизации прекрасно выделяются в магнитном поле [82].

Западная часть участка сложена клинопироксенитами оболочки. В зоне контакта с оболочкой клинопироксениты представлены разнозернистыми роговообманковыми магнетитовыми верлитами. На удалении 2-3 м от контакта верлиты постепенно переходят в порфирокластические авгит-диопсидовые крупно- и среднезернистые разновидности, почти целиком сложенные ярко-зеленым диопсидом с мелкими порфирокластами авгита. Авгит-диопсидовые клинопироксениты по мере удаления от контакта с дунитами постепенно

сменяются оливинсодержащими и оливиновыми клинопироксенитами, отличающимися друг от друга количеством оливина.

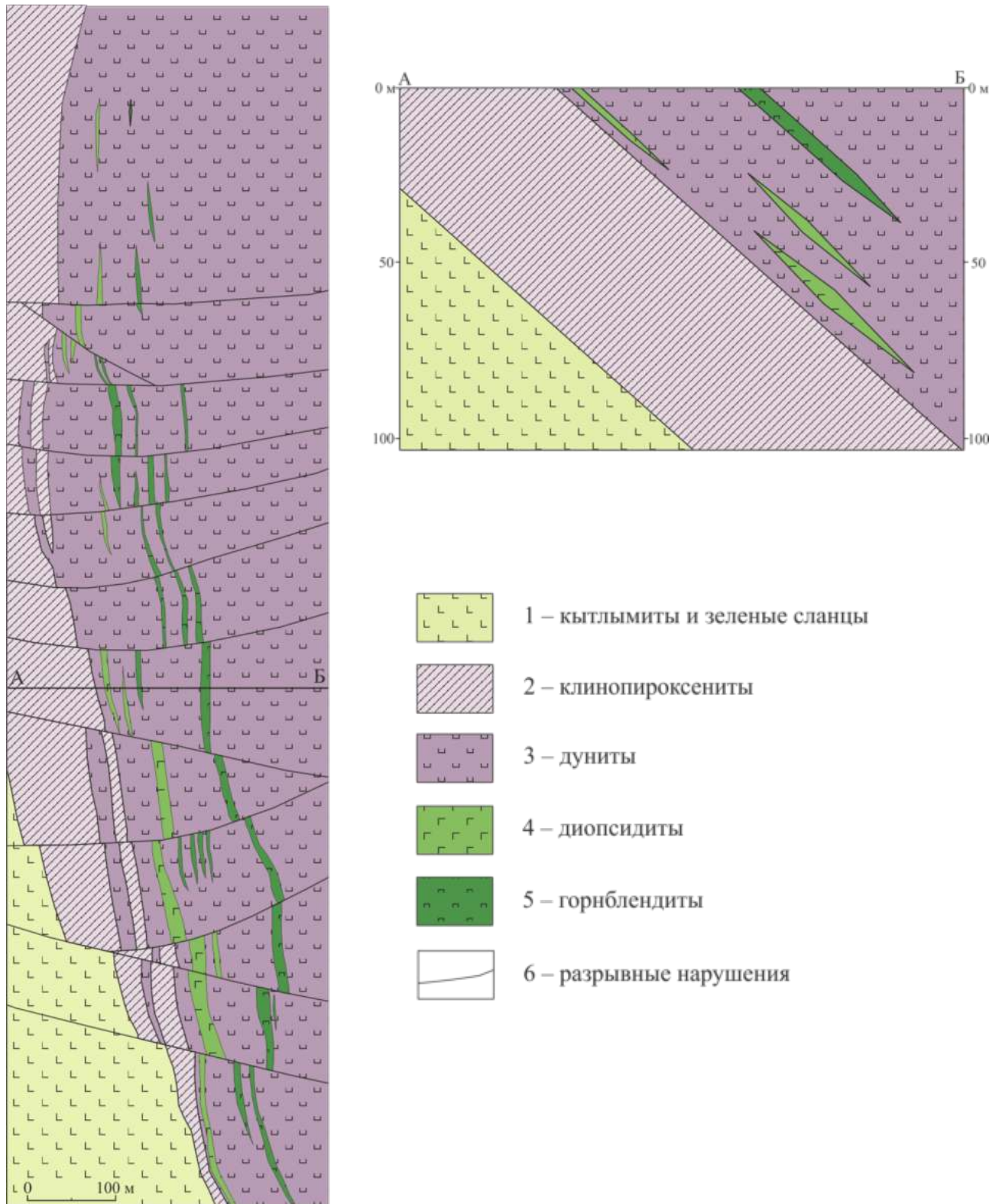


Рисунок 1.20 – Схематическая геологическая карта и разрез рудопроявления
Высоцкого [147]

Вблизи контакта с клинопироксенитами оболочки в полосе шириной от 130 до 230 м дуниты в значительной степени клинопироксенизированы: в них появляется вторичный зеленый диопсид, содержание которого иногда достигает до 30-40% объема породы. Морфология прожилков также разнообразна: единичные линейные, четковидные, серии субпараллельных сближенных прожилков, в некоторых случаях – сеть ветвящихся пересекающихся прожилков. В жилах пироксена часто наблюдаются обломки вмещающих дунитов, иногда – горнблендитов плагиоклазовых, в количестве до 20-30% объема, что придает породам брекчиевидный облик.

В разрезе по скважинам оливиновые клинопироксениты оболочки менее однородны, чем на поверхности: до 10 м от контакта встречаются ксенолиты дунитов. Далее следуют полосы и шпильки клинопироксен-роговообманкового состава, встречаются выделения антигорита, предположительно развитые по оливину. До глубины 200 м в клинопироксенитах наблюдаются гнезда и линзы флогопита.

Контакт дунитов с клинопироксенитами оболочки в пределах участка вскрыт тремя канавами и двенадцатью скважинами. Контакт тектонический крутопадающий: угол падения – 75° к горизонту (рисунок 1.23). Непосредственная плоскость контакта сложена тонкополосчатым контрастным зеленовато-черным милонитом, содержащим мелкую (1-5 см) тектоническую «гальку», мощность зоны милонитизации составляет до 10 см. Дуниты и клинопироксениты в приконтактной зоне интенсивно будинированы, размер будин у зоны милонитов – десятки сантиметров, с удалением от контакта увеличивается до 1,5 м. В целом мощность зоны будинажа на разных поисковых линиях колеблется от 3 м до 12 м. Дуниты в зоне будинажа антигоритизированы до образования антигоритовых серпентинитов.

Многочисленные дайки и маломощные жилы горнблендитов (мономинеральных и плагиоклазовых) и диопсидитов имеют линейную, ветвящуюся, лестничную форму и образуют своеобразный породный штокверк; плотность их на отдельных интервалах канав составляет 2-5 жил на 1 м. В

наиболее насыщенных интервалах вмещающие дуниты выглядят обломками среди жильных пород. Простираие большинства даек и жил северо-западное, север-северо-восточное, изредка встречаются дайки и жилы широтного простираия.

В пределах рудопроявления выделяется серия из трех крупных пологих «висячих» даек роговообманковых клинопироксенитов-клинопироксеновых горнблендитов. Видимая мощность самой крупной из них на поверхности составляет 16 м, по скважинам – 12,5 м. Дайки ориентированы конформно основному контакту дунитов с пироксенитами и имеют субмеридиональное простираие с пологим (5-25°) падением на восток. По простираию дайки прослеживаются на 800 м, по падению – более 15 м.

Внутреннее строение даек неоднородно: встречаются дайки, целиком сложенные горнблендитом, но чаще в поперечном сечении они зональны: осевая часть сложена пегматоидным пироксенитом, сменяющимся в зальбандах роговообманковым пироксенитом и пироксеновым горнблендитом. Также наблюдаются дайки с несимметричным зональным строением: антигорит – роговообманковые пироксениты в лежащем боку сменяются горнблендитами в осевой части. По падению горнблендит-пегматиты могут переходить в полосчатые плагиоклазовые флогопитовые горнблендиты; дайка роговообманковых пироксенитов, вскрытая на поверхности канавой 4, на глубине содержит «прослой» плагиоклазовых горнблендитов.

В осевой части самой мощной (12,5 м) диопсидитовой дайки развиты флогопит-амфиболовые породы. Плагиоклаз-пироксен-роговообманковые породы даек характеризуются высоким уровнем эпигенетических изменений: по плагиоклазовым горнблендитам и клинопироксенитам часто образуется родингит, флогопит, породы секутся прожилками антигорит-гранат-хлоритового состава, по плагиоклазу развит соссюрит.

В экзоконтактах даек вмещающие дуниты перекристаллизованы, часто густо импрегнированы тонкозернистым хромитом; в них отмечаются наложенные зоны с прожилками и порфиробластами диопсида, ассоциирующие с тонкими (до 5 мм)

прожилками хлорита, тремолита и антигорита. Подошва практически всех крупных даек несет следы тектогенеза и имеет облик пологих надвигов, вдоль плоскостей которых, формируются своеобразные «мягкие» тектонические брекчии полимиктового состава. Они состоят из будинированных обломков дунитов, горнблендитов и диопсидитов сцементированных разуплотненным карбонат-хлорит-тремолит-антигорит-серпофитовым агрегатом.

Поиски закономерностей локализации платинового оруденения в пределах рудопроявления Высоцкого велись на протяжении геологоразведочных работ 2001-2009 гг. [147] и включали в себя документацию поверхностных выработок и керн скважин, описание шлифов и аншлифов, минералогические исследования пород и руд. В результате были сделаны выводы, что единственными достаточно четко выраженными факторами контроля платинового оруденения на участке рудопроявления являются структурный и петрографический, геохимических критериев нет.

Структурный фактор выражен в приуроченности оруденения к тектонически ослабленной зоне контакта дунитового ядра и пироксенитовой оторочки массива, осложненной породным штокверком жил амфибол-пироксенового состава во вмещающих дунитах.

Петрографический контроль оруденения проявляется в том, что рудные тела с промышленными концентрациями платины локализуются только в дунитах, значительно измененных наложенными процессами. Рудовмещающие минералы: оливин, хромит, серпентины – лизардит и антигорит, магнетит.

Выводы по главе 1

1. Светлоборский клинопироксенит-дунитовый массив имеет позднеордовикский возраст и является типичным представителем зональных массивов урало-аляскинского типа с дунитовым ядром и повсеместно развитой клинопироксенитовой оболочкой.

2. Специфической чертой геологического строения Светлоборского массива является широкое развитие жильных пород, представленных, главным образом, диопсидитами и горнблендитами, а также хромититами. Жильные породы, развитые повсеместно в пределах дунитового ядра, образуют многочисленные тела различной мощности и протяженности, составляя около 5% от общего объема, а в периферических частях – до 40%.

3. На основе геологических наблюдений можно проследить последовательность внедрения жильных пород, согласно которой наиболее ранними являются хромититы, затем диопсидиты, горнблендиты и на них наложены гидротермально-метасоматически измененные породы – серпентиновые, хлоритовые и флогопит-вермикулитовые и другие метасоматиты, при этом процессы гидротермально-метасоматических изменений пород наиболее широко проявлены в зонах развития дайковых и жильных пород массива.

4. По результатам поисковых работ в 2006-2013 гг. в пределах Светлоборского массива выявлено несколько участков, перспективных на обнаружение платинометалльного оруденения. Наиболее изученным из них является участок рудопроявления Высоцкого, где выявлен новый прожилково-вкрапленный тип платиновой минерализации, представленный линейными минерализованными зонами в дунитах, приуроченными к жильным телам клинопироксенитов и горнблендитов.

ГЛАВА 2 МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДУНИТОВ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА

В данной главе приводится описание состава пород Светлоборского массива на основе комплекса петрографических и минералогических исследований с использованием рентгенодифракционного, комплексного термического и электронно-микроскопического анализов. В первую очередь методами оптической микроскопии было изучено около 100 прозрачных шлифов. Диагностика пород проводилась на основе коллекции (более 150 образцов), собранной автором в процессе полевых работ 2013-2014 годов, а также 50 образцов из коллекции А.Г. Пилюгина.

Термический анализ проводился в термической лаборатории Фрайбергской горной академии, аналитик М. Хенгст на установках NETZSCH: STA 409 PC, исследовано 20 образцов, а также в лаборатории исследования наноструктур Института химии силикатов РАН на установках NETZSCH: STA 429CD+QMS, аналитик В.Л. Уголков, исследовано 20 образцов. Для расшифровки результатов использовались справочники [34, 108, 118].

Рентгенодифракционный анализ был проведен на рентгеновских порошковых дифрактометрах URD-6 SeifertFPM и HZG-4 SeifertFPM, аналитик д-р Р. Клееберг, Фрайбергская горная академия, исследовано 40 образцов. Расшифровка результатов осуществлялась на основе классификации ICPDF (International Centre for Diffraction Data), а также использовался специализированный справочник [102].

Микрорентгеноспектральный анализ был проведен на растровых электронных микроскопах JEOL JCM-6400 и JEOL JSM-7001F, аналитик д-р У. Кемпе, Фрайбергская горная академия, исследовано 35 образцов.

Как следует из главы 1, породы, слагающие Светлоборский массив, представлены: дунитами ядра, клинопироксенитами оболочки, а также жильными породами, секущими массив. По составу и количественному соотношению породообразующих минералов в соответствии с современной классификацией магматических образований [36, 60] среди пород Светлоборского массива

выделены: хромититы, клинопироксениты (диопсидиты), горнблендиты, в т.ч. горнблендиты мономинеральные и плагиоклазовые, а также группа метасоматитов, представленных серпентинитовыми, флогопит-вермикулитовыми и хлоритовым породами.

2.1 Дуниты

Дуниты в объеме массива составляют 80-85%. Несмотря на различия в структурах, сформированных в ходе твердо-пластических деформаций, перекристаллизаций и рекристаллизаций, по минеральному составу, степени серпентинизации и характеру вторичных изменений можно условно разделить их на две основные группы, имеющие закономерное пространственное положение и четкие генетически обусловленные петрологические особенности. К первой группе относятся тонко-мелкозернистые «краевые» перекристаллизованные дуниты, слагающие периферийную эндоконтактовую оболочку дунитового ядра. Ко второй группе отнесены все разновидности дунитов с размером зерен более 1 мм, соответственно слагающие центральную часть массива [147].

Тонко-мелкозернистые дуниты первой группы имеют темно-бурый цвет, плотное почти скрытокристаллическое строение, раковистый излом с «мелкоискристой» поверхностью скола. Структура пород порфировкластическая с тонкозернистой структурой основной массы. Главными породообразующими минералами дунитов являются оливин (до 95%), клинопироксен (до 5%) и акцессорный хромшпинелид (до 3%), также может встречаться акцессорный апатит (до 1%) [114, 127].

Оливин присутствует в двух генерациях: первая – более крупные (до 1 мм) порфировкласты, форма сечений изометричная или многоугольная, края ровные, четкие, подчеркнутые лизардитовой каймой по границам зерна. Вторая генерация – тонкозернистые (размер зерен до 0,2 мм) порфировкласты по границам зерен. Характерной чертой тонкозернистых краевых дунитов является низкая степень их петельчатой серпентинизации – 5-15%.

Хромит, развитый в краевых дунитах преимущественно как акцессорный минерал, редко образует мелкозернистые сегрегации, иногда наблюдается в сгущениях до 100 зерен на 1 см^2 (рисунок 2.1).

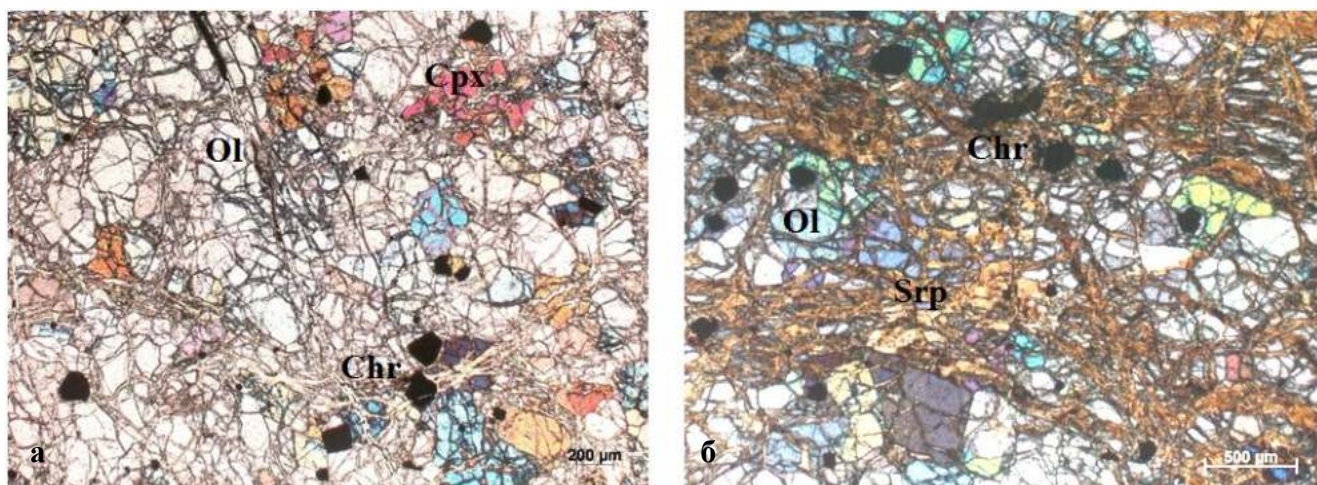


Рисунок 2.1 – а) Дунит; б) серпентинизированный дунит. Изображения в скрещенных николях

Во вторую группу объединены дуниты, слагающие центральную часть дунитового ядра (водораздел р. Ис – Коробовский лог – Второй лог; водораздел Травянистого лога – Седьмого и Крутенького логов). Эти породы имеют аллотриаморфную мелко-среднезернистую, среднезернистую, редко крупнозернистую и пегматоидную, как правило, с элементами порфирокластической, структуру, окончательно сформированную в процессах постмагматической перекристаллизации и последующей частичной рекристаллизации, проявленных в дунитах в условиях высокотемпературных твердопластических деформаций.

Пегматоидные дуниты с размером зерен оливина до 4 см выполняют небольшие изометричные участки на водоразделе Травянистого и Крутенького логов и на левобережье р. Ис на контакте дунитов с клинопироксенитами.

Перекристаллизованные дуниты состоят из примерно равновеликих зерен оливина неправильных, конформных сечений с выпукло-вогнутыми краями, нечеткими границами, затушеванными серпентинизацией (рисунок 2.1б). Уверенно выделить перекристаллизованные дуниты можно в том случае, когда среди тонких порфиробластов, составляющих 90-95% объема породы

наблюдается реликтовый тонкозернистый оливиновый агрегат, незатронутый перекристаллизацией.

Большая часть перекристаллизованных дунитов в той или иной степени рекристаллизована. Для них характерно наличие двух групп зерен оливинов разных генераций. Первая генерация – более крупные порфирокласты с размерами зерен преобладающих в своей разновидности (мелкозернистые – 1-5 мм, средне-крупнозернистые – 5-10 мм и т.д.). Эти порфирокласты несут разнообразные следы динамического воздействия: изгиб зерен с нарушением сплошности и смещением трещин спайности, появлением трансляционных механических двойников, волнистое и блоковое угасание, обломанные края зерен.

Вторая генерация – мелкие зерна оливинов без следов деформаций, размером 0,1-0,3 мм, в более крупнозернистых разновидностях до 1 мм, часто эти зерна рекристаллизуются вдоль границ порфирокластов, прорастая или пересекая их. Рекристаллизация дунитов часто происходит в условиях одностороннего тектонического давления, что фиксируется наличием в них директивных структур, обусловленных субпараллельной ориентировкой уплощенных растянутых порфирокластов, между которыми в виде согласной цепочки ориентируются зерна поздней генерации [147]. Формируются полосчатые псевдослоистые текстуры. Для части крупных порфирокластовых зерен оливина характерна хорошо проявленная спайность, которая становится особенно отчетливой в выветрелых породах благодаря развитию вдоль трещин вторичных смектитовых агрегатов.

В первоначальном минеральном парагенезисе перекристаллизованных, частично рекристаллизованных дунитов кроме оливина и хромшпинелида часто можно наблюдать клинопироксен. Размер его зерен колеблется от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Минерал всегда ксеноморфен, располагается в интерстициях оливина, в виде узкой каймы обрастает мелкие идиоморфные зерна хромшпинелида, иногда содержит последний в виде пойкилитовых включений. По составу клинопироксен соответствует диопсиду, иногда замещается паргаситом. Характерной чертой мелко- и среднезернистых

оливинов является широкое развитие в них магнетит-клинопироксенитовых вростков, которые представляют собой тонкие (до 1-5 мкм) пластинки клинопироксена с заключенным в них дендритовидным магнетитом.

Отдельно нами были изучен химический состав оливинов из дунитов Светлоборского массива, что выявило интересную особенность – оливины дунитов рудопроявления Высоцкого характеризуются повышенным содержанием никеля и железа, в целом, для них характерны более высокие значения коэффициента железистости. Химический состав оливина представлен в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Состав оливина в дунитах Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого по данным микрорентгеноспектрального анализа, мас. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	NiO	Na ₂ O	Сумма	<i>f</i>
Оливин из дунитов Светлоборского массива													
1	41,57	< п.о.	0,01	11,79	-	0,23	46,71	0,04	< п.о.	0,05	< п.о.	100,48	25,24
2	41,31	0,05	< п.о.	9,16	-	0,17	50,28	0,09	< п.о.	0,06	< п.о.	101,13	18,22
3	42,90	< п.о.	0,03	5,05	-	0,09	53,01	<п.о.	<п.о.	0,43	<п.о.	101,49	9,53
Оливин из дунитов рудопроявления Высоцкого													
4	41,38	< п.о.	< п.о.	6,65	-	0,25	50,68	0,28	< п.о.	0,15	0,07	99,47	13,12
5	41,91	< п.о.	0,02	7,21	-	0,08	50,2	0,22	< п.о.	0,23	< п.о.	99,88	14,36
6	41,1	< п.о.	0,01	7,49	-	0,07	49,91	0,28	< п.о.	0,22	0,02	99,09	15,01
7	41,17	< п.о.	< п.о.	8,71	-	0,23	49,21	0,29	0,04	0,15	< п.о.	99,79	17,7

Примечание: 1-7 – по данным Т. Оже [99], < п.о. – ниже предела обнаружения прибора, *f* – коэффициент железистости, $f = 100(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$

На рисунках 2.2 и 2.3 представлены дифрактометрические кривые, которые подтверждают никеленосность оливина в дунитах рудопроявления Высоцкого – наличием четырех пиков: 18, 24, 37 и 40 2 θ и двум менее значительным. Похожая картина наблюдается в образце дунита рудопроявления Высоцкого – отмечаются интенсивные пики 24, 28, 32 2 θ , также наблюдается дополнительный пик 47 2 θ .

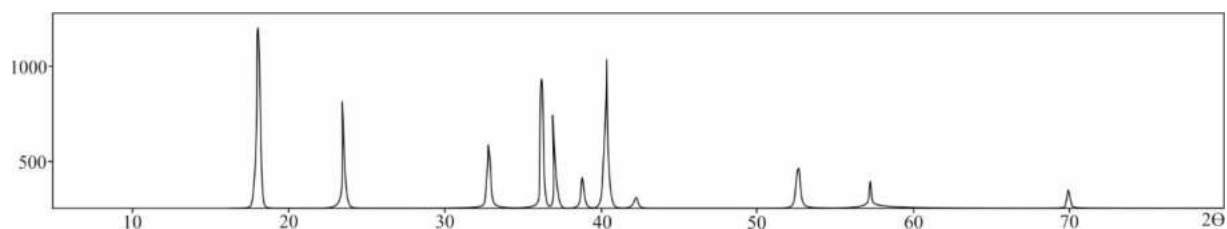


Рисунок 2.2 – Дифрактометрическая кривая образца дунита Светлоборского массива

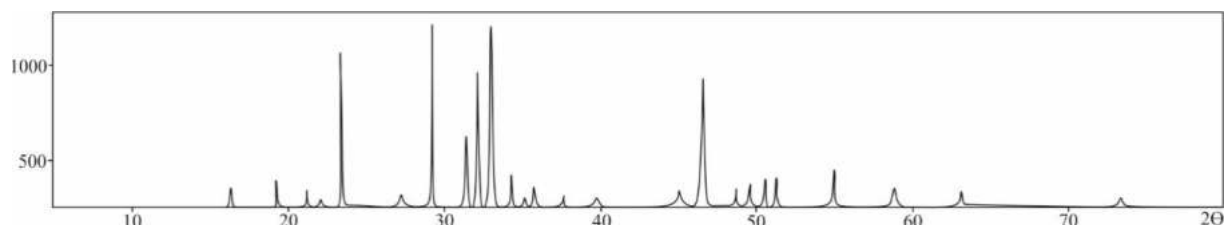


Рисунок 2.3 – Дифрактометрическая кривая образца дунита рудопроявления Высоцкого

На рисунках 2.4 и 2.4 приведены результаты термического анализа проб дунитов Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого. По результатам термического анализа можно отметить, что для всех проб дунитов можно наблюдать один экзоэффект и три эндоэффекта:

- первый эндоэффект имеет максимум 358-432 °С, что соответствует процессу термодиссоциации брусита;

- второй эндоэффект с максимум при 604-631 °С, что соответствует термодиссоциации антигорита. По интенсивности эффектов диссоциации можно определить преобладающие серпентины, для данных образцов можно отметить, что преобладает лизардит [90, 136], что может служить доказательством того, что дуниты Светлоборского массива и дуниты рудопроявления Высоцкого прошли одинаковые этапы серпентинизации, однако в дунитах рудопроявления Высоцкого эти процессы проявлены сильнее;

- третий эндоэффект с максимумом при 801-822 °С, отвечающий, вероятнее всего, диссоциации хлорита;

- экзоэффект, который имеет максимум при 790-869 °С, присутствует практически на всех кривых нагревания. Данный эффект очень узкий и при этом немного варьирует по своей интенсивности. Однако результаты термического анализа, проведенного для серпентинитов из ультраосновных пород Ветренного

пояса, по данным В.А. Скрипниченко указывают на окисление двухвалентного железа, которое может присутствовать как в породообразующих минералах, так и в хромшпинелидах [75]. Некоторые исследователи считают, что данный пик соответствует полиморфными переходами неясной природы [66, 72].

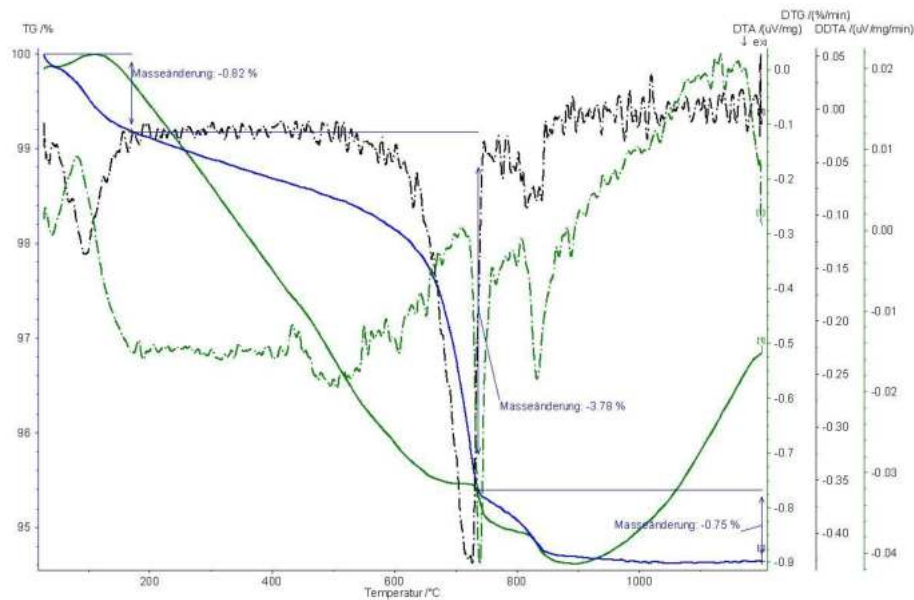


Рисунок 2.4 – Кривые TG, DTG, DTA и DDTA для образца дунита Светлоборского массива

Для дунитов рудопроявления Высоцкого наблюдаются пики, характерные для никелевых оливинов (рисунок 2.3). В частности, в интервале 680 °С – эндотермический эффект и в интервале 810 °С – экзотермический. Отчетливый экзотермический эффект в интервале 550 °С, характерен для термической реакции разложения серпентина, в данном случае, вероятно, хризотила [81].

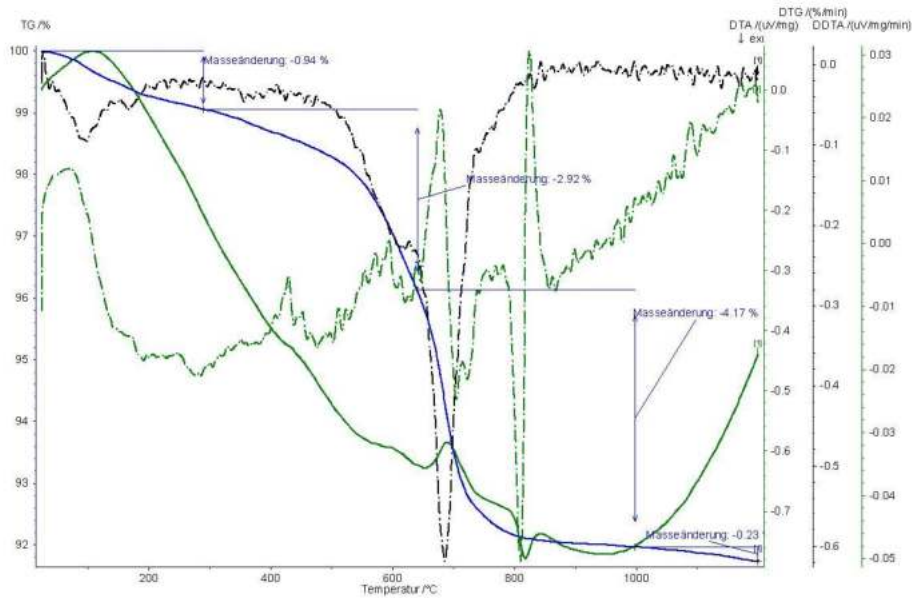


Рисунок 2.5 – Кривые TG, DTG, DTA и DDTA для образца дунита рудопроявления Высоцкого с повышенным содержанием никеля

Все без исключения оливиновые и оливинсодержащие породы Светлоборского массива в той или иной степени замещены серпентинами разных генераций. Серпентинизация массива происходила в три разновременных этапа [147].

Первый этап – площадная петельчатая серпентинизация, охватившая все разновидности дунитов Светлоборского массива. Степень петельчатой серпентинизации варьирует от 5-15% – в тонкозернистых дунитах, до 80% – в мелко-среднезернистых, при этом центр ячейки замещается пластинчатым лизардитом со структурами «песочных часов». Этот минерал образуется и в реакционных каймах на границах клинопироксенит/дунит; дунит/хромит, клинопироксен/оливин в оливиновых клинопироксенитах. Лизардит вблизи клинопироксена часто замещается продуктами изменения оливина – иддингситом и боулингитом.

Второй этап серпентинизации проявлен в дунитах только в пределах линейных тектонических зон, где петельчатосерпентинизированные дуниты секутся субпараллельными закономерно ориентированными прожилками ленточного лизардита мощностью до 1 мм, обычно отдельные ленточки сближены. В дунитах по прожилкам ленточного лизардита развивается система

тонкой параллельной трещиноватости. Сами по себе прожилки ленточного лизардита не несут хромитовой либо магнетитовой минерализации, но зачастую насквозь пересекают хромитовые шпирсы.

Перпендикулярно или под небольшим углом к преобладающей системе лизардитовых прожилков закладывается тонкая субпараллельная микротектоническая трещиноватость. Шаг такой трещиноватости составляет примерно 0,2-0,5 мм. Прожилки лизардита вдоль таких трещин сминаются, дробятся и смещаются на доли миллиметра. Порода разбитая такими трещинами приобретает хорошо выраженное мозаичное угасание, проявленное в разновременном угасании одного и того же ленточного прожилка в разных фрагментах одного зерна оливина. Вдоль таких микротектонических трещин развивается ранний мелкопластинчатый антигорит и образуются прожилки хлорита.

Третий этап – антигоритизация, которая проявлена локально в тектонических зонах. Антигорит слагает различные по форме и стадиям образования модификации: мелкопластинчатый – первой генерации часто образующий гребенчатые срастания, антигорит замещает петельчатый и породообразующий лизардиты. Антигорит второй генерации образуется в тектонизированных дунитах, несущих следы пластических и хрупких деформаций, имеет в сечениях вид резко удлинённых игольчатых лейст длиной до 10 мм, которые слагают узкие пучки, перекрещиваются в форме решетки, а так же развиваясь вдоль трещин спайности, заполняют зерно оливина в виде тонкой субпараллельной штриховки.

Антигориты двух ранних генераций безрудные. Антигорит третьей поздней генерации обычно участвует в наиболее мощных зональных лизардит-антигорит-серпофитовых (или без него) с магнетитом прожилках, имеющих черную окраску из-за обилия магнетита. Эти серпентины высокомагнитны, поэтому зоны серпентинизации прекрасно выделяются в магнитном поле. Наиболее контрастная и показательная субмеридиональная магнитная аномалия (от 500 до 2400 нТл) в виде прерывистой каймы фиксирует мощную полосу антигоритизации вдоль

всего западного контакта дунитового ядра с клинопироксеновой оторочкой [147]. На рисунке 2.6 представлена микрорентгеноспектральная фотография образца серпентина Светлоборского массива, химический состав серпентина из интенсивно серпентинизированного дунита представлен в таблице 2.2.



Рисунок 2.6 – Сильносерпентинизированный дунит (степень серпентинизации 80%) рудопроявления Высоцкого. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Таблица 2.2 – Химический состав серпентина из серпентинизированных дунитов Светлоборского массива и никелевого серпентина и хлорита рудопроявления Высоцкого по данным микрорентгеноспектрального анализа, мас. %

№	Серпентин, Светлоборский массив			Серпентин, рудопроявления Высоцкого							Хлорит, Светлоборский массив	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	x	10	11
SiO ₂	39,95	41,78	40,85	55,49	52,29	46,63	50,96	39,99	39,69	48,80	33,84	32,28
Al ₂ O ₃	-	-	-	1,30	0,68	0,64	1,32	-	1,65	0,99	15,16	20,95
FeO	17,64	18,24	17,32	5,08	3,13	1,71	1,80	1,30	1,18	1,76	12,07	10,25
MgO	42,41	39,97	41,82	31,50	29,89	35,48	26,74	41,75	44,61	30,70	33,70	30,65
MnO	-	-	-	1,01	0,68	0,74	0,56	-	-	0,71	-	-
NiO	-	-	-	6,62	13,33	14,50	17,55	16,97	13,00	15,15	-	-
CoO	-	-	-	-	-	0,31	0,19	-	-	0,25	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	0,26	-	-	0,26	-	5,86
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,22	-
Сумма	100	99,99	99,99	100	100	100	100	100	100	100	99,99	99,99
f	41,59	45,63	41,42	16,12	10,47	4,82	6,73	3,11	2,65	5,73	35,81	33,44

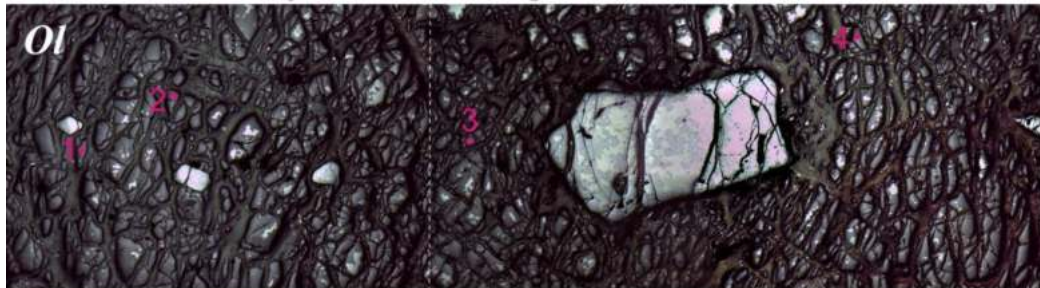
x – среднее (по пробам 4-9), f – коэффициент железистости, $f = 100\text{FeO}/\text{MgO}$

Из таблицы 2.2 следует, что серпентины Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого отличаются в первую очередь по содержанию никеля

- в платиноносных дунитах рудопроявления Высоцкого его содержание составляет 6,62-17,55% NiO. Это может свидетельствовать о повышенной тектонизированности серпентинизированных дунитов рудопроявления Высоцкого Светлоборского массива по аналогии с никеленосными серпентинами трещинных кор выветривания ультраосновных пород [81], или, возможно, о разной степени развития процессов серпентинизации в краевых и центральных частях массива.

Проведенный анализ химического состава оливина и клинопироксена с помощью ионного микрозонда, показал, что прослеживается тенденция уменьшения содержания никеля в оливинах, что, вероятно, связано с переотложением никеля в сульфиды, при этом серпентинизация практически не меняет состав оливина. При этом для Ti, Rb и Al в дунитах рудопроявления Высоцкого характерна обратная тенденция – их содержания в несколько раз выше, чем в валовых дунитах Светлоборского массива (рисунок 2.7, таблица 2.3).

Дунит Светлоборского массива



Дунит рудопроявления Высоцкого

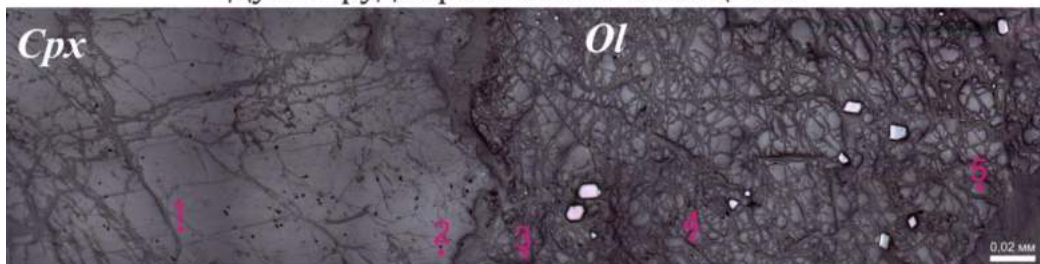


Рисунок 2.7 – Микрофототографии дунита Светлоборского массива и дунита рудопроявления Высоцкого, метод SIMS

Таблица 2.3 – Содержание химических элементов в оливне, г/т

	Светлоборский массив (ср. содержание)	Рудопроявление Высоцкого		
		Т. 3	Т. 4	Т. 5
Ni	1784	1524	1457	1588
Ti	14,7	24,4	19,8	19,6
V	11,6	15,1	15,7	16,4
Rb	0,773	1,212	1,538	1,475
Ba	0,103	1,023	0,230	0,097
Al	37	136	145	168

Дифрактометрические кривые серпентинитов представлены на рисунке 2.8 и соответствуют эталонным данным по ICPDF. На дифрактограмме данного образца отмечается с узкий рефлекс первого базального отражения около $13 \text{ 2}\Theta$ и два других менее интенсивных рефлекса около 28 и $37 \text{ 2}\Theta$, которые являются типичными для серпентинитов. Остальные рефлексы по сравнению с ними проявлены слабо. Эти данные хорошо сопоставимы также с эталонными рентгенограммами лизардитов Д. Уиттекера [137].

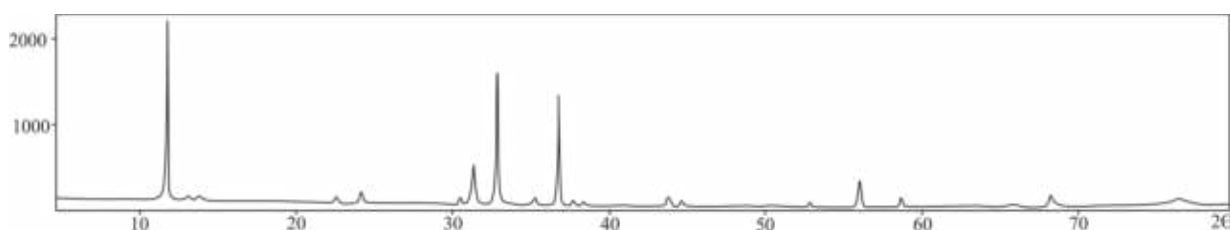


Рисунок 2.8 – Дифрактометрическая кривая серпентинита Светлоборского массива

На рисунке 2.9 представлены результаты термического анализа образца серпентинитовых метасоматитов.

На дифференциально-термических кривых ДТА серпентинитов наблюдаются два основных эффекта, характерные для серпентинитов – эндотермический в интервале $800-830 \text{ }^\circ\text{C}$ с точкой максимального перегиба около $810 \text{ }^\circ\text{C}$ и экзотермический в интервале $700-740 \text{ }^\circ\text{C}$ с точкой перегиба около $715 \text{ }^\circ\text{C}$. На термогравиметрических кривых DTG серпентинита кроме основных эффектов, характерных для серпентина, в диапазоне $60-160 \text{ }^\circ\text{C}$ наблюдается четко выраженный низкотемпературный эндоэффект, связанный с удалением адсорбированной молекулярной воды в количестве $0,94\%$. В диапазоне $610-100 \text{ }^\circ\text{C}$ на кривых DTG наблюдается потеря массы $4,17\%$, связанная с потерей

конституционной воды серпентина. На кривых DTA этому диапазону отвечает эндотермический максимум 805 °С, соответствующий распаду структуры минерала [108].

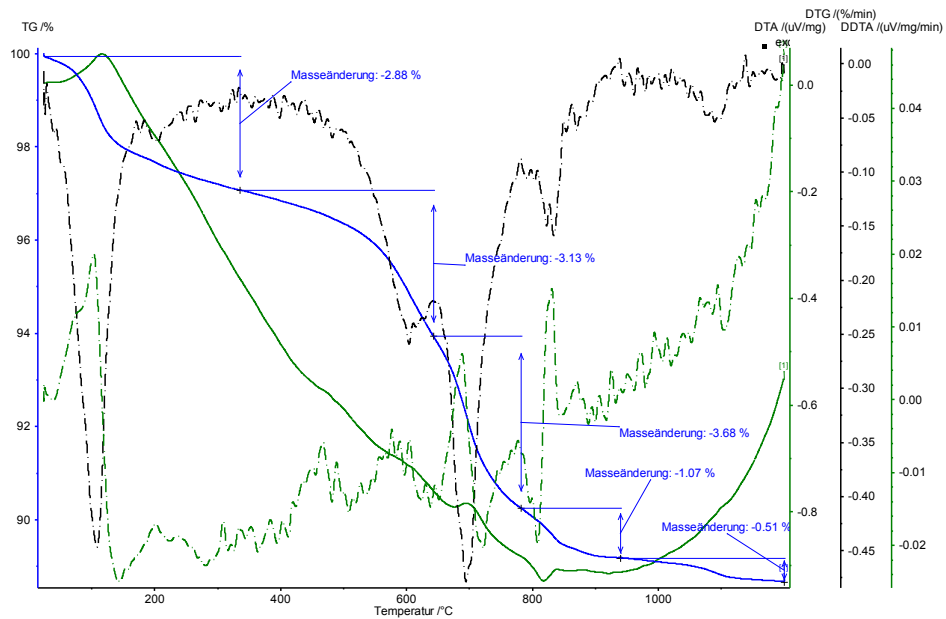


Рисунок 2.9 – Кривые TG, DTG, DTA и DDTA образца серпентинита Светлоборского массива

Помимо серпентинизации дуниты массива, а особенно дуниты рудопроявления Высоцкого, подвержены другим вторичным изменениям, в частности хлоритизации. Химический состав хлорита представлен выше в таблице 2.2, а результаты рентгенодифракционного и комплексного термического анализов на рисунках 2.10 и 2.11.

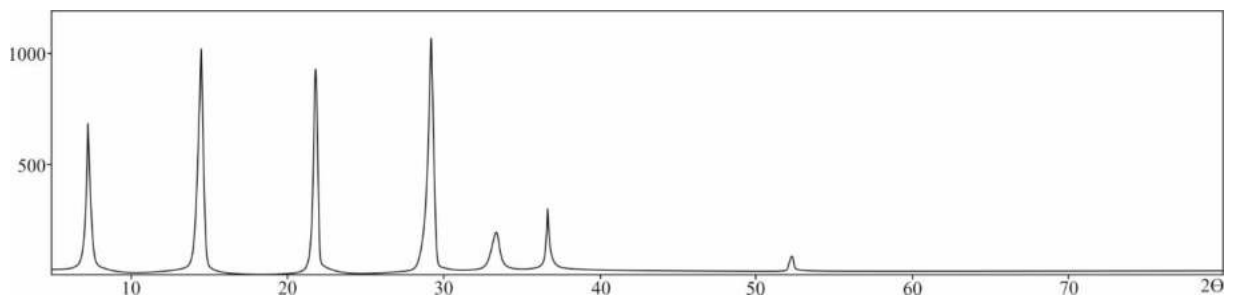


Рисунок 2.10 – Дифрактометрическая кривая образца хлоритового метасоматита

На дифрактометрической кривой образца хлоритового метасоматита (рисунок 2.26) характерно наличие четырех интенсивных рефлексов около 5, 14,

22 и 28 2 Θ , остальные рефлексы (около 34, 37 и 52 2 Θ) проявлены значительно слабее.

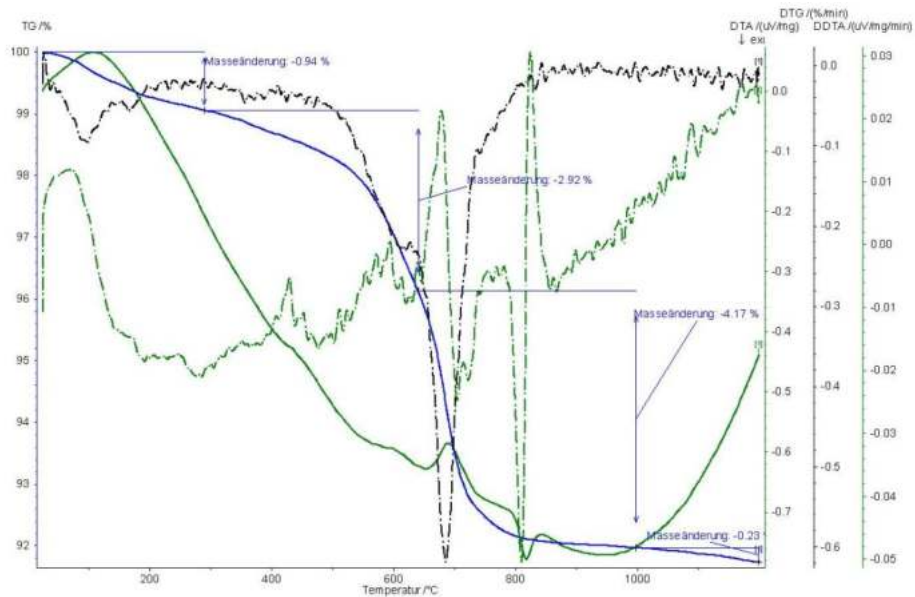


Рисунок 2.11 – Кривые TG, DTG, DTA и DDTA образца хлоритового метасоматита

На дифференциально-термических кривых ДТА хлоритовых метасоматитов наблюдается низкотемпературный эндотермический эффект при 140-160 °С, который выражен очень слабо. Следующий интенсивный эндотермический эффект наблюдается при 550-700 °С, данный эффект обусловлен потерей ОН-групп из однослойного пакета, т.е. добавочного октаэдрического слоя.

Следующий, менее значительный эндотермический эффект, наблюдается в диапазоне температур от 780 до 820 °С и соответствует потере ОН-группы из трехслойного пакета. Второй эндотермический эффект переходит непосредственно в экзотермический пик при 820-840 °С, обусловленный кристаллизацией новых фаз. Интенсивность данного пика зависит от содержания в хлоритах магния [29].

Таким образом, по минералого-петрографическому составу и структурно-текстурным признакам дуниты рудопроявления Высоцкого отличаются от дунитов центральной части Светлоборского массива, в том числе по зернистости оливина, степени развития процессов серпентинизации, никеленосности оливина и серпентина. С целью дальнейшего сравнения, в третьей главе работы мы будем

подразделять дуниты на две группы – краевые тонкозернистые дуниты первой группы, представленные дунитами рудопроявления Высоцкого, вторая группа – мелко и среднезернистые дуниты с низкими содержаниями платины центральных частей Светлоборского массива.

2.2 Хромититы

Хромитовые сегрегации на Светлоборском массиве встречаются редко: среди северного и южного поля средне- и мелкозернистых дунитов отмечаются две зоны развития жильных хромититов, но преимущественно хромититовые жилы расположены в южной части массива. По О.К. Иванову [30, 31] хромититы приурочены к периферийным частям полей средне- и крупнозернистых перекристаллизованных дунитов массива, где они образуют участки, полосы или зоны дунитов, обогащенных хромититовыми жилами.

Установлено, что вмещающие хромититовые жилы дуниты имеют специфические структурные особенности – пластическая деформация дунитов сопровождалась синтетектонической рекристаллизацией с образованием катакластических и милонитовых структур, в результате чего формировались порфиорокластическая и мозаичная микроструктуры породы. Наиболее продуктивные породные ассоциации приурочены к участкам с признаками интенсивного динамического преобразования пород [26, 147].

Хромититы слагают тела линзовидной формы. Мощность отдельных жил составляет первые сантиметры, длина по простиранию – до первых десятков сантиметров. Хромититы могут образовывать линейные струеобразные скопления в виде системы ветвящихся прожилков, мощность – до 0,5 м и длина до нескольких метров.

Несмотря на небольшую распространенность, для хромититовых тел характерно большое разнообразие форм и структурно-текстурных типов руд. В дунитах Светлоборского массива выделяются хромититы трех петрографических типов [61]:

1. жильный;

2. прожилково-вкрапленный;
3. вкрапленный.

Первый и второй тип связаны с линейными тектоническими зонами и узлами их пересечений, а третий получил развитие в полях средне-, крупнозернистых и пегматоидных дунитов.

Жильные хромититы (рисунок 2.12) залегают исключительно в пределах дунитового ядра. Мощность отдельных жил составляет первые сантиметры, длина по простиранию – до первых десятков сантиметров. Хромититы могут образовывать линейные струеобразные скопления в виде системы ветвящихся прожилков, мощностью до 0,5 м и длиной до нескольких метров. Жильные хромититы обладают массивными, сетчатыми, петельчатыми, переходящими иногда в брекчиевую текстурами, а также пористой текстурой.



Рисунок 2.12 – Хромититы: а) массивный хромитит; б) прожилково-вкрапленный (распиленный)

По О.К. Иванову [31] основная масса хромититовых жил приурочена к фронту перекристаллизации дунитов, а их конкретное расположение связано с зонами трещинообразования. С.А. Кашин с соавторами [28], впоследствии Ю.А. Волченко [5, 6] увязывали развитие хромититов с сеткой тектонических зон, существующей внутри дунитового ядра.

Прожилково-вкрапленные хромититы характеризуются вкрапленными текстурами. Иногда вкрапленность переходит в сплошной массивный агрегат зерен хромшпинелидов и вновь во вкрапленность – такая текстура называется пятнистой. Формирование сетчатой, петельчатой и в большинстве случаев

брекчиевой текстур происходит в результате заполнения хромитовым агрегатом сложно построенных систем трещин (рисунок 2.9б).

Жильные массивные и густовкрапленные хромититы прожилково-вкрапленного типа Светлоборского массива пронизаны тонкой сетью полых или минерализованных трещин, ориентированных преимущественно перпендикулярно к контактам прожилков. Эти трещины заполнены белым землистым хризотилом, антигоритом, хлоритом и карбонатами. В центральных частях массивных жил отмечается пористость. Для жильных хромититов очень часто отмечаются структуры дробления и катаклаза.

В хромититовых жилах также отмечаются хлориты, хромандрадит, хромдиопсид и реликты оливина. Хромититовые жилы имеют серпентиновые (хризотил-лизардитовые) оторочки мощностью до 5 мм, окрашенные в бурый (за счет железа) или зеленый (за счет никеля) цвет (рисунок 2.13). Такие оторочки могли возникнуть из-за большей проницаемости для водных растворов приконтактных частей хромититов и вмещающих их дунитов в ходе серпентинизации дунитов.

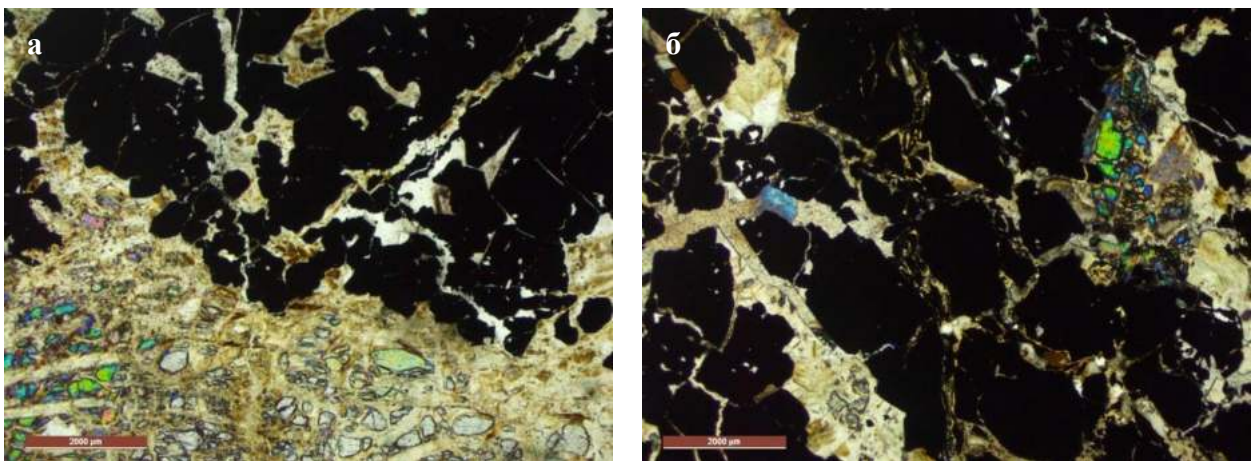


Рисунок 2.13 – а) Контакт хромитита и серпентинизированного дунита; б) хромитит с реликтами оливина. Изображения в скрещенных николях

Химический состав хромититов и хромшпинелидов из хромитовых жил зональных массивов Платиноносного пояса Урала рассматривался в работах И.А. Малахова, О.К. Ивнова, Ю.А. Волченко, Е.В. Пушкарева, В.Г. Лазаренкова и

многих других [31, 40, 41, 52, 54, 64, 67, 68, 79, 80, 128] и достаточно хорошо изучен.

Химический состав хромшпинелидов хромититовых жил Светлоборского массива отвечает составу хромитов зональных массивов урало-алюскинского типа, характеризующихся пониженным содержанием алюминия (рисунок 2.14).

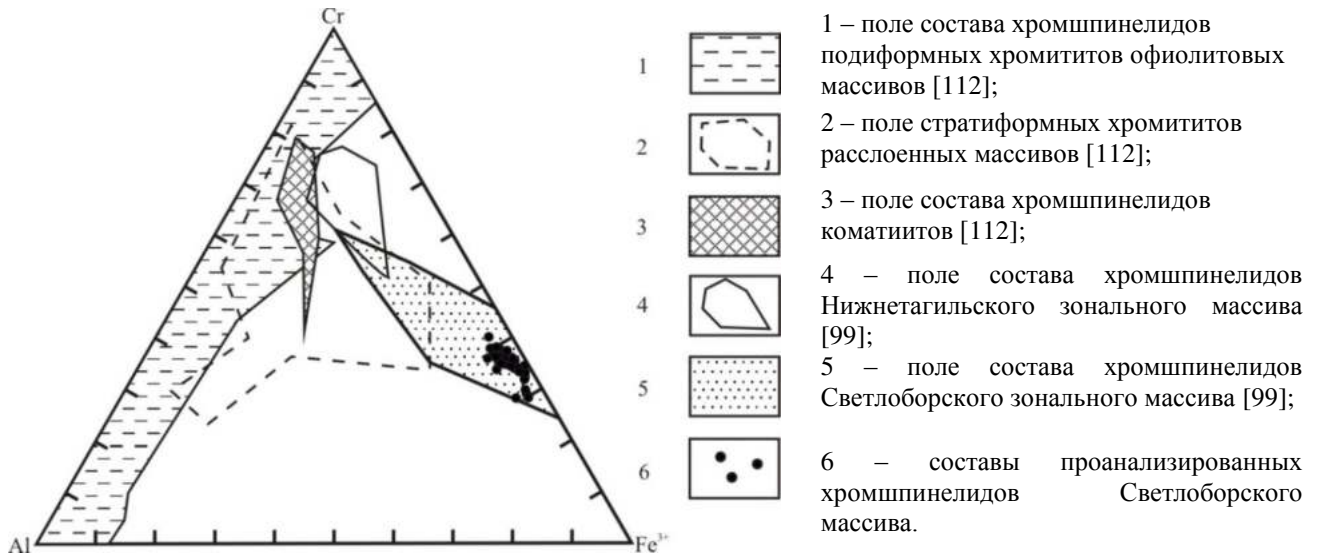


Рисунок 2.14 – Состав хромшпинелидов на Cr-Al-Fe³⁺ диаграмме [62]

Хромшпинелиды Светлоборского массива чуть менее хромистые, чем хромиты Нижнетагильского массива [68]. В целом же их составы соответствуют «низам» поля хромитов Светлоборского массива, выделенного Т. Оже [99]. Обращает на себя внимание также низкое содержание титана в некоторых пробах, не характерное для хромшпинелидов из платиноносных хромититовых жил родственного Нижнетагильского массива, пониженная глиноземистость и повышенное содержание Fe³⁺. Низкое содержание алюминия в целом характерно для хромит-платиновых руд Нижнетагильского типа [2].

По отношениям Al₂O₃/FeO и Cr₂O₃/FeO хромшпинелиды Светлоборского массива соответствуют в целом полю хромитов Нижнетагильского массива [92, 93] по соотношениям Cr/(Cr+Al) и Mg/(Mg+Fe²⁺) составы светлоборских хромитов выходят из поля ординарных нижнетагильских и соответствуют в первом приближении переходной разновидности между пегматитовым и хромит-платиновым типами руд [79, 80].

Расчет коэффициентов корреляции для хромшпинелидов выявил наличие отрицательной корреляционной зависимости между MgO и FeO (-0,82). Для прожилкового хромита наблюдаются также сильная положительная зависимость между содержаниями Cr₂O₃ и MgO (0,91), более сильная отрицательная между MgO и FeO (-0,95), а также между FeO и Cr₂O₃ (-0,94). В целом корреляционные зависимости между компонентами в хромитах из массивных жильных хромититов выражены слабее, чем из прожилковых [62].

Минералы платиновой группы представлены изоферроплатиной, родистой изоферроплатиной, тетраферроплатиной и осмистым иридием (невьянскитом), кроме того, выявлена неназванная фаза промежуточного состава между ферро- и купрородситом с иридием и никелем (рисунок 2.15). Их химический состав по результатам микрорентгеноспектрального анализа данным А.Г. Пилюгина [62] представлен в таблице 2.4

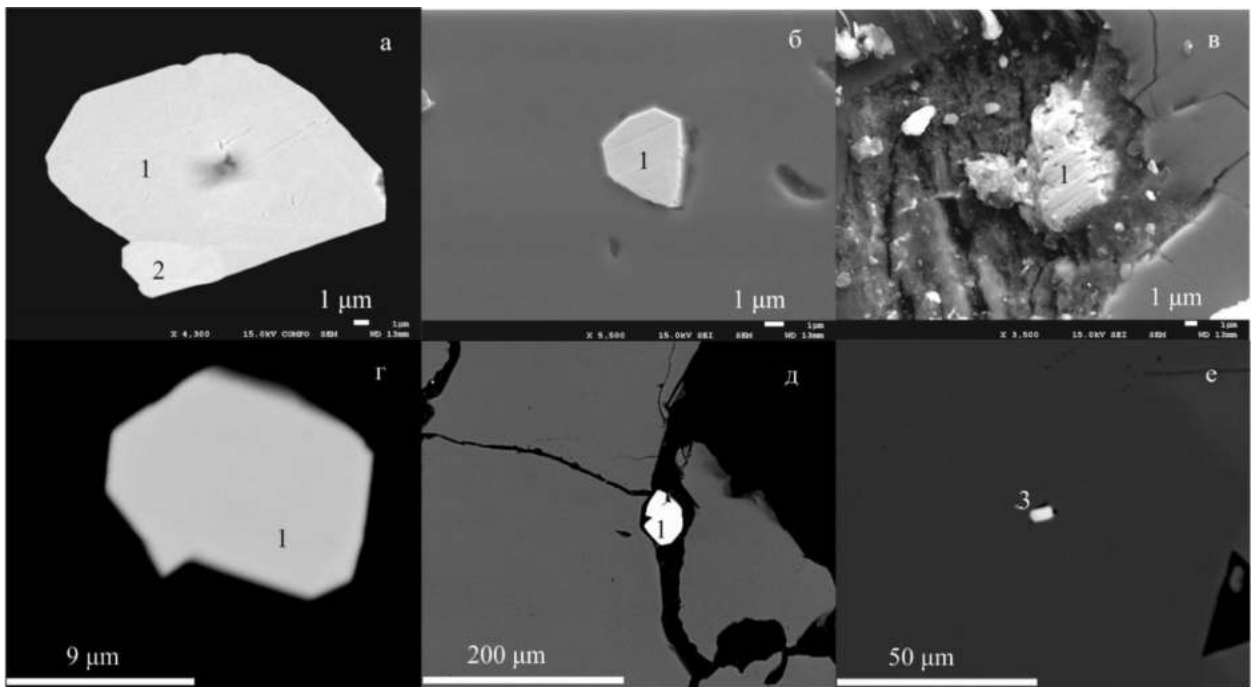


Рисунок 2.15 – Микрофотографии: а) 1 – родистая изоферроплатина, 2 – осмистый иридий; б) 1 – зерно изоферроплатины в хромшпинелиде; в) 1 – зёрна изоферроплатины в пористом хромитите; г) 1 – изоферроплатина; д) 1 – зерно тетраферроплатины в трещине в хромите; е) 3 – зерно никель-иридистого феррокупрородсита в хромите [62, 113]

Таблица 2.4 – Массовое содержание минералов платиновой группы жильных хромититов Светлоборского массива, % [62]

№	Минерал	S	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Os	Ir	Pt
1	Родистая изоферроплатина	-	9,19	-	-	-	0,82	-	-	89,99
2		-	8,93	-	-	-	0,95	-	-	90,10
3		-	8,66	-	-	-	0,98	-	-	90,35
4	Изоферроплатина	-	8,88	-	-	-	-	-	-	90,11
5		-	9,61	-	-	-	-	-	-	90,39
6	Тетраферроплатина	-	22,76	-	-	-	-	-	-	77,24
7		-	21,89	-	-	-	-	-	-	78,11
8		-	21,55	-	-	-	-	-	-	78,45
9		-	20,50	-	-	-	-	-	-	79,50
10		-	17,34	-	-	-	-	-	-	82,66
11	-	21,73	-	-	-	-	-	-	-	78,27
12	Осмистый иридий	-	-	-	-	3,47	1,34	29,32	51,15	14,72
13		-	-	-	-	2,75	1,83	34,44	47,60	13,38
14	Фазы промежуточного состава между ферро- и купродситом	29,93	6,97	0,20	8,81	-	42,06	-	12,02	-
15		30,37	6,64	0,83	8,59	-	41,97	-	11,61	-
16		29,85	8,39	9,51	8,61	-	33,55	-	10,08	-
17		30,08	7,56	-	8,35	-	42,69	-	11,31	-

Наиболее крупные зерна изоферроплатины приурочены к микротрещинам, порам и межзерновому пространству зерен хромита, иногда окаймляясь серпентиновой рубашкой. Изоферроплатина хромититовых жил из наиболее серпентинизированных дунитов характеризуется повышенным содержанием родия, а осмирид – платины, а также рутения и родия. Зерна минералов платиновой группы, главным образом, идиоморфны и не превышают 50 мкм. Осмистый иридий образует собственные зерна, а также выделения в изоферроплатине. Состав минералов платиновой группы не совсем типичен. Так, главнейшим платиновым металлом в осмириде (невьянските) помимо иридия и осмия обычно является рутений, а не платина, а важнейшей примесью в изоферроплатине – иридий и осмий, а не родий [45].

В заключение следует отметить, что хромитовые жилы в пределах Светлоборского массива имеют значительно более низкую распространенность по сравнению, например, с родственным соседним Нижнетагильским массивом и, следовательно, их вклад в общую платиноносность массива является менее значительным.

2.3 Диопсидиты

Клинопироксениты являются относительно редкими горными породами [123], но среди пород Светлоборского массива они составляют значительный объем. Клинопироксенитами, в первую очередь, сложена оболочка массива, подробно описанная в главе 1, а также многочисленные жилы и прожилки, секущие дуниты и клинопироксенитовую оболочку массива в направлениях, параллельных и перпендикулярных простиранию контакта.

В данном разделе мы подробно остановимся именно на жильных клинопироксенитах массива, которые могут составлять до 15-20% от общего объема пород на отдельных участках массива (участок Высоцкого, Коробовский лог и другие). Они имеют, как правило, средне- и крупнозернистую призматически-зернистую структуру, массивную текстуру (рисунки 2.15 и 2.16). Главными породообразующими минералами диопсидитов являются клинопироксен, преимущественно диопсид, переходящий в авгит (60-70%), оливин (5-15%), амфибол (5-45%), иногда отмечается поздний, ксеноморфный ортопироксен. В некоторых образцах диопсидитов присутствует титаномagnetит, количество которого значительно варьирует, вплоть до образования рудных клинопироксенитов. В зоне контакта у жил часто наблюдается тонкая (до 1 мм) кайма антигорита (рисунок 2.16).

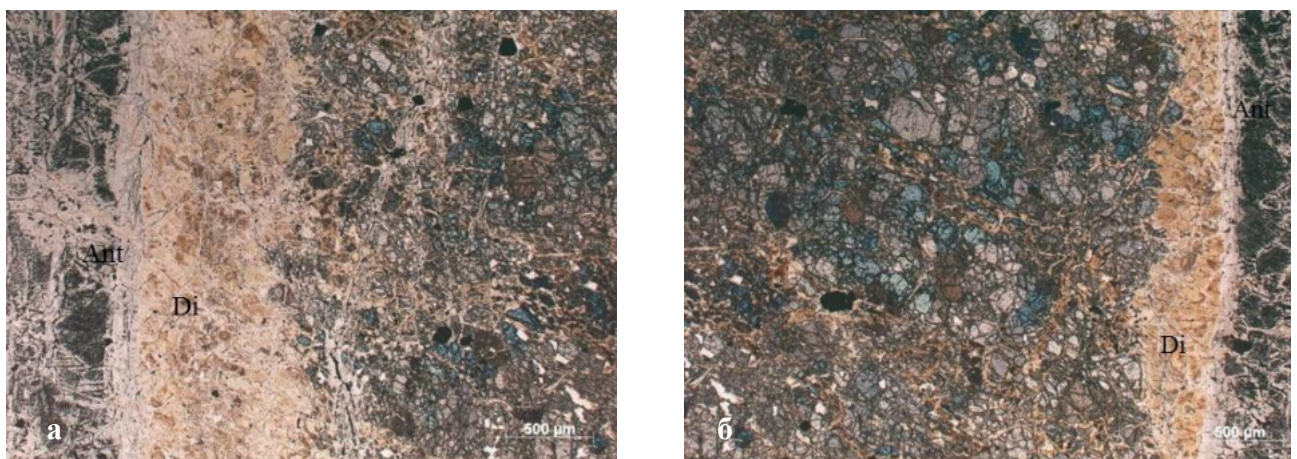


Рисунок 2.16 – а, б) Диопсидовые прожилки в дуните. Изображения в || николях

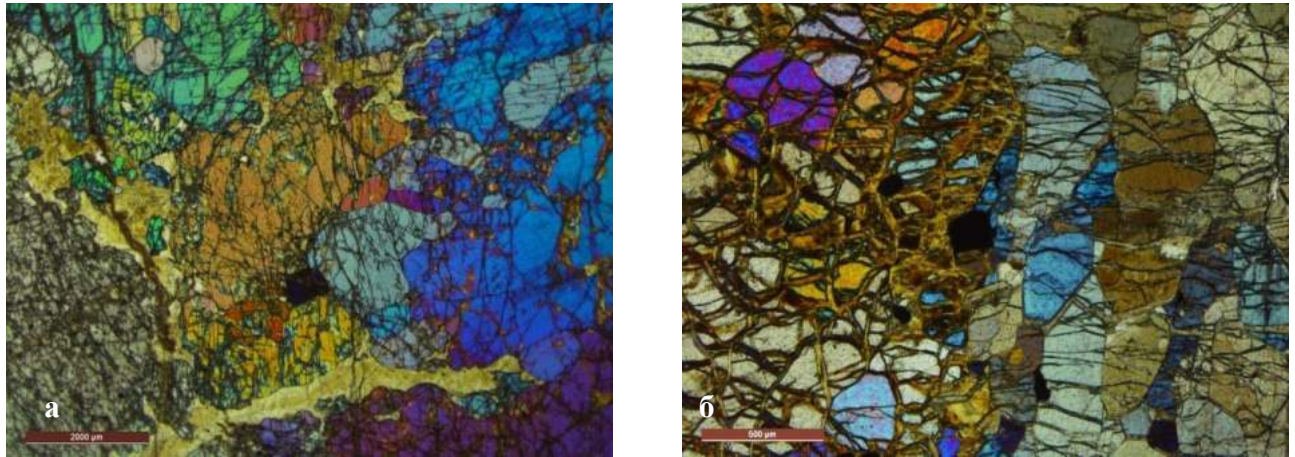


Рисунок 2.17 – а) Диопсидит; б) контакт диопсидитовой жилки (справа) с дунитом (слева), зерна диопсида ориентированы параллельно контакту с дунитом.

Изображения в скрещенных николях

В отдельных жилах диопсидитов Светлоборского массива наблюдаются постепенные переходы по простиранию к горнблендитам, выраженные в постепенном замещении зерен клинопироксена амфиболом. Для жильных диопсидитов, ассоциированных с горнблендитами, характерна пойкилитовая структура, которая определяется развитием крупных зерен амфибола с включениями оливина и клинопироксена. На рисунках 2.18 и 2.19 представлены микрорентгеноспектральные фотографии клинопироксенита, хроммагнетита и амфибола, их химический состав представлен в таблице 2.5.

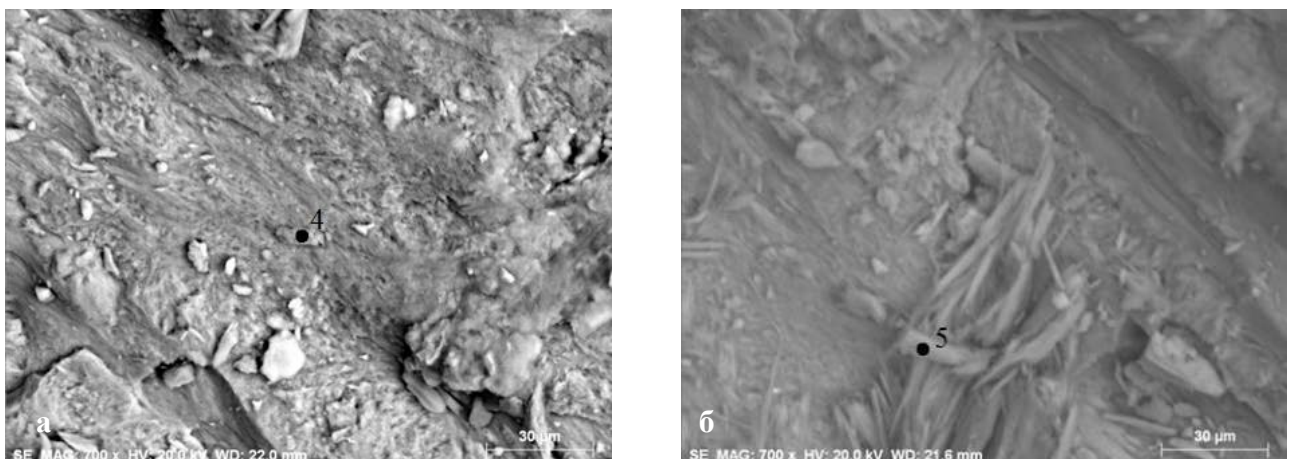


Рисунок 2.18 – а, б) Клинопироксенит из зоны контакта с дунитами, пробы № 4 и 5 в таблице 2.4. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE)

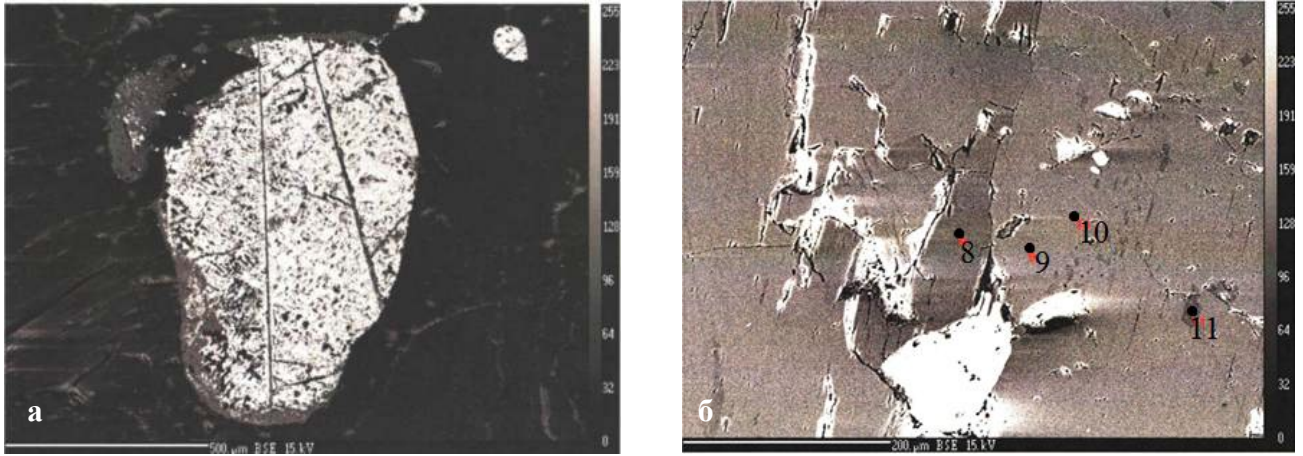


Рисунок 2.19 – а) Хроммагнетит, б) амфибол (точки 8, 11) и клинопироксен (точки 9, 10). Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Таблица 2.5 – Химический состав минералов, слагающих диопсидиты, мас. %

Клинопироксен																
№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	V ₂ O ₅	NiO	SO ₃	Сумма	<i>f</i>
1	51,5	0,31	2,84	6,27	0,20	14,39	0,07	23,99	0,30	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,86	43,57
2	51,66	0,22	2,66	6,49	0,09	14,42	0,04	23,87	0,26	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,70	45,01
3	52,21	0,26	2,36	6,10	0,15	14,77	0,02	24,25	0,23	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,45	41,30
4	51,59	0,36	2,53	5,73	0,19	14,61	0,19	24,18	0,24	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,63	39,22
5	50,76	0,36	3,04	6,18	0,11	14,35	0,27	24,02	0,26	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,37	43,07
6	51,73	0,39	2,85	5,84	0,11	13,34	0,23	24,00	0,31	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,79	43,78
7	51,93	0,27	2,48	5,15	0,10	14,98	0,37	24,03	0,27	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,60	34,38
8	55,53	0,22	1,05	3,23	0,11	17,05	0,13	24,88	0,21	0,00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101,41	18,94
9	55,43	0,00	1,08	3,50	0,12	16,54	0,20	25,27	0,00	0,00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,15	21,16
10	52,87	0,21	1,38	4,04	0,11	15,88	0,17	24,80	0,19	0,00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,65	25,44
11	52,92	0,17	1,73	3,82	0,11	16,23	0,19	24,61	0,00	0,00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,78	23,54
12	53,52	0,00	1,62	3,88	0,12	16,39	0,26	24,82	0,23	0,00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,84	23,67
Хроммагнетит																
13	0,02	3,69	1,27	86,81	<п.о.	0,28	1,11	0,04	<п.о.	<п.о.	0,52	0,52	0,12	н.о.	94,40	
14	0,06	2,16	1,72	87,10	<п.о.	0,08	1,1	0,26	<п.о.	<п.о.	<п.о.	0,47	0,10	н.о.	93,13	
15	0,06	2,42	1,73	87,93	<п.о.	0,22	1,11	0,26	<п.о.	<п.о.	0,11	0,49	0,02	н.о.	94,40	
Хромдиопсид																
16	7,58	4,92	<п.о.	60,95	<п.о.	5,63	16,74	4,18	<п.о.	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,00	
Диопсид																
17	39,13	<п.о.	<п.о.	18,64	<п.о.	32,54	<п.о.	9,69	<п.о.	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,00	57,28
18	27,81	<п.о.	12,38	13,65	<п.о.	29,28	<п.о.	4,42	<п.о.	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,99	46,62
19	31,94	<п.о.	12,17	6,08	<п.о.	15,46	11,76	22,56	<п.о.	<п.о.	н.о.	н.о.	н.о.	12,45	99,97	39,33

Продолжение таблицы 2.4

Амфибол																
№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	V ₂ O ₅	NiO	SO ₃	Сумма	<i>f</i>
20	43,91	0,94	11,16	10,37	0,10	14,82	0,18	12,44	1,70	0,74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	96,36	69,97
21	44,04	1,01	10,98	9,80	0,07	14,66	0,12	12,57	1,57	1,15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	95,97	66,85
22	44,40	0,85	11,12	9,68	0,10	15,13	0,10	12,63	1,93	0,03	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	95,96	69,98
23	43,87	0,75	10,64	10,20	0,09	15,19	0,30	12,40	1,74	1,15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	96,33	67,15
24	45,11	1,18	11,22	9,53	0,07	16,13	н.о.	12,33	1,67	0,09	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,33	59,08
25	45,28	1,05	11,12	9,26	0,08	16,38	н.о.	12,45	1,99	0,07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,68	56,53

Примечание. х – среднее, <п.о. – ниже предела обнаружения, н.о. – компонент не обнаружен, *f* – коэффициент железистости, $f = 100\text{FeO}/\text{MgO}$. Пробы 8-12 по данным О.К. Иванова [31], 24-25 по данным Е.В. Пушкарева [67].

Из таблицы 2.5. видно, что полученные нами составы минералов диопсидитов Светлоборского массива сопоставимы с данными других исследователей зональных массивов Урала [31, 67]. Диопсидиты Светлоборского массива по нашим данным обладают, по-видимому, несколько повышенной железистостью по отношению к данным И.А. Готтман [17], согласно которым вариации по железистости ($f = 100(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$) клинопироксена должны охватывать интервал $f=11-15$. Согласно с вариациями железистости в клинопироксене изменяются содержания алюминия и хрома.

Оливин образует изометричные зерна и имеет железистость $f=17-21$. Амфибол микроскопически плеохроирует в светло-зеленых – оливково-зеленых тонах по составу отвечает паргаситу-магнезиогастингситу с железистостью $f=17-31$ [117, 121].

Дифрактометрические кривые диопсидитов Светлоборского массива, представлены на рисунке 2.20.

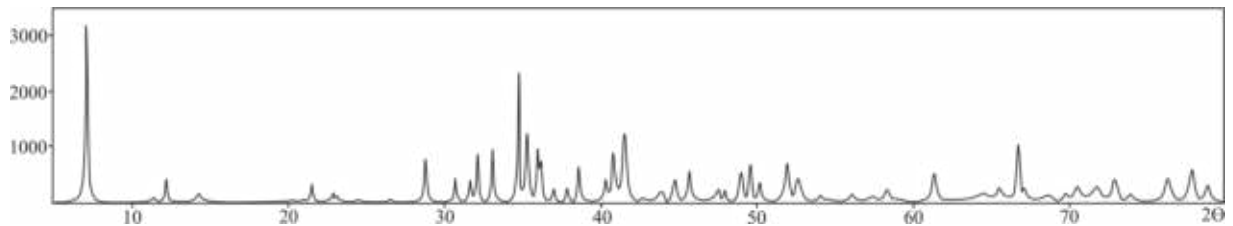


Рисунок 2.20 – Дифрактометрическая кривая диопсидита

На дифрактограммах диопсидитов отмечается интенсивный рефлекс около $35\ 2\theta$ и три других менее интенсивных, но характерных для диопсидита рефлексов около 28 , 38 и $62\ 2\theta$, прочие рефлекссы по сравнению с ними проявлены слабее [103]. Эти данные сопоставимы с эталонными рентгенограммами диопсида по ICPDF и сопоставимы с данными И. Куширо [115] и П. Ричета [131].

Результаты термического анализа жильных диопсидитов Светлоборского массива представлены на рисунке 2.21.

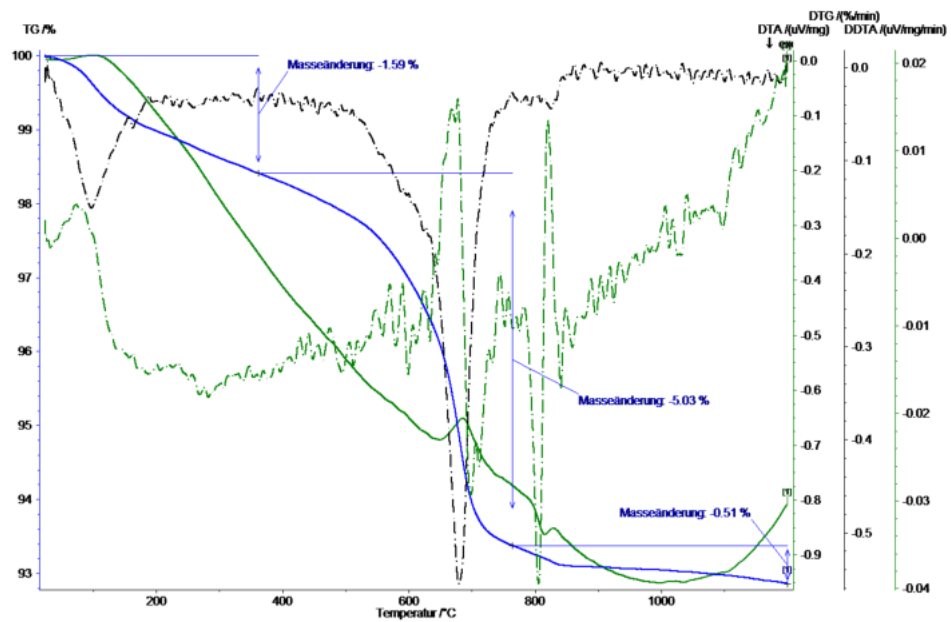


Рисунок 2.21 – Кривые TG, DTG, DTA и DDTA для жильных диопсидитов

Кривая DTG/TG в сравнении с эталонными кривыми [108] изученных образцов имеет следующие ступени:

- в интервале от 0 до 361 °С происходит уменьшение массы на 1,59%, что связано с удалением влаги из пробы;
- в интервале от 361 до 764 °С масса уменьшается на 5,03%;
- в интервале от 764 до 1200 °С происходит уменьшение массы на 0,51%, что связано, скорее всего, с удалением остатков гидроксидов.

На кривой DTA наблюдается два эндотермических пика – первый расположен в интервале 90-130 °С и связан с удалением адсорбированной воды, второй пик расположен в интервале 750-800 °С, что соответствует термическому разложению минерала и один экзотермический пик в интервале 800-830 °С.

Клинопироксениты оболочки и жильные диопсидиты Светлоборского массива подвержены разнообразным вторичным изменениям, главными из которых являются:

- **амфиболизация** – замещение пироксена паргаситом, актинолитом и тремолитом;
- **незначительная серпентинизация-антигоритизация**, секущие тонкие прожилки позднего хризотила;

- *хлоритизация и замещение гранатом*. Гранат-хлоритовый агрегат – родингит развивается по клинопироксениту в зонах пластических тектонических деформаций (Четвертый лог и Травянистый лог, восточный эндоконтат массива) синхронно с амфиболитизацией. Гранат замещает клинопироксен и амфибол, выполняет тектонические зонки брекчирования. Хлорит постоянно присутствует в двух разновидностях: клинохлор и пеннин [147].

- *флогопитизация оливинсодержащих и оливиновых амфиболитизированных клинопироксенитов*. Этот щелочной автометасоматоз широко развит в юго-западной и юго-восточной частях клинопироксенитовой оторочки, особенно на правом берегу р. Косья в районе Кучумской аномалии, в Четвертом логе, верховьях левого Ильинского лога, в нижнем течении Травянистого лога на водоразделе с Третьим логом, в верховьях Второго лога. Флогопитизированные оливиновые клинопироксениты содержат пылевидную вкрапленность сульфидов и повышенное количество полиморфного магнетита (до 10-15%, в районе Кучумской аномалии до 50%), поэтому довольно хорошо выражены слабopоложительными магнитными аномалиями [147].

Таким образом, диопсидиты Светлоборского массива представляют собой целый ряд жильных пород, развитых в зонах трещиноватости в дунитах Светлоборского массива, отличающихся значительным разнообразием минерального состава в зависимости от степени и типа проявленных в них наложенных процессов амфиболитизации, флогопитизации, хлоритизации и в меньшей степени антигоритизации.

2.4 Горнблендиты

В работе Н.К. Высоцкого было отмечено, что горнблендиты на Светлоборском массиве практически не распространены и проявлены «большой частью в виде шлировых выделений, подчиненных пироксенитам. В жильном залегании горнблендиты наблюдались главным образом среди дунитового массива Светлого Бора в виде тонких прожилков» [9].

Позже В.Г. Фоминых с соавторами [89] отмечал, что горнблендиты встречаются в краевых частях пироксенитовых тел и тяготеют к зонам контактов габбро с пироксенитами. О.К. Иванов [31] в своей обобщающей работе по зональным массивам ППУ, дает такое описание: «Горнблендиты располагаются по периферии клинопироксенитовой оболочки на контакте с кытлымитами или габброидами, либо в виде жил в дунитах. В первом случае они образуют зоны шириной до 100 м или поля 1,5-2 км».

Согласно современным представлениям, в пределах Светлоборского массива горнблендиты как составляющие члены зональной клинопироксенитовой оторочки дунитового ядра развиты в западной и восточной частях массива на контакте клинопироксенитов с кытлымитами, реже – внутри клинопироксенитовой оболочки, в виде линз и полос до 250 м шириной.

В дунитах горнблендиты образуют рои даек, иногда кусты и штокверки. Мощность отдельных жил варьирует от 1 см до первых метров. Структуры пород от мелко- до среднезернистых, местами порфиоровидные, текстуры массивные или редко брекчиевидные.

Дайки и жилы горнблендитов в дунитах по простиранию нередко переходят в клинопироксениты с узкими приконтактовыми оторочками горнблендита, образуют взаимные переходы, благодаря тому, что обыкновенная роговая обманка прорастает клинопироксен или обрастает его в виде каймы без признаков замещения. Строение таких даек может быть и резко контрастным: в центре – крупно-среднезернистый клинопироксен, в зальбандах – мелкозернистая ориентированная параллельно контакту роговая обманка. На контакте горнблендитов и дунитов также возникает реакционная кайма, где вдоль линии контакта интенсивно выделяется мелкозернистый магнетит, а также часто образуется прерывистая оторочка из тонкоигольчатого бесцветного амфибола паргасита.

Основной пороодообразующий минерал жильных горнблендитов – амфибол (85-90%), который обычно представлен роговой обманкой (рисунок 2.22). Минерал представлен в двух генерациях: ранние порфиробласты имеют

идиоморфные сечения, простые двойники, более поздние мелкие необласты изометричны, обрастают и прорастают порфиробласты. Клинопироксен в зональных дайках представлен двумя генерациями зерен: первая – более крупные, до 10-20 мм, порфирокласты клинопироксена первой генерации, представленные маложелезистым авгитом, на что указывал ранее также Ю.М. Телегин [146].

Порфирокласты по границам зерен окружены мелкими (до 1 мм) изометричными либо полиэдрическими зернами клинопироксена второй генерации, который макроскопически отличается светло- и ярко-зеленым цветом и короткопризматическим габитусом. Количество плагиоклаза в горнблендитах не превышает 10%, он выполняет интерстиции между зернами амфибола и обычно полностью соосюритизирован. В некоторых разновидностях горнблендитов в породообразующих количествах присутствуют флогопит и эпидот, обычно клиноцоизит.

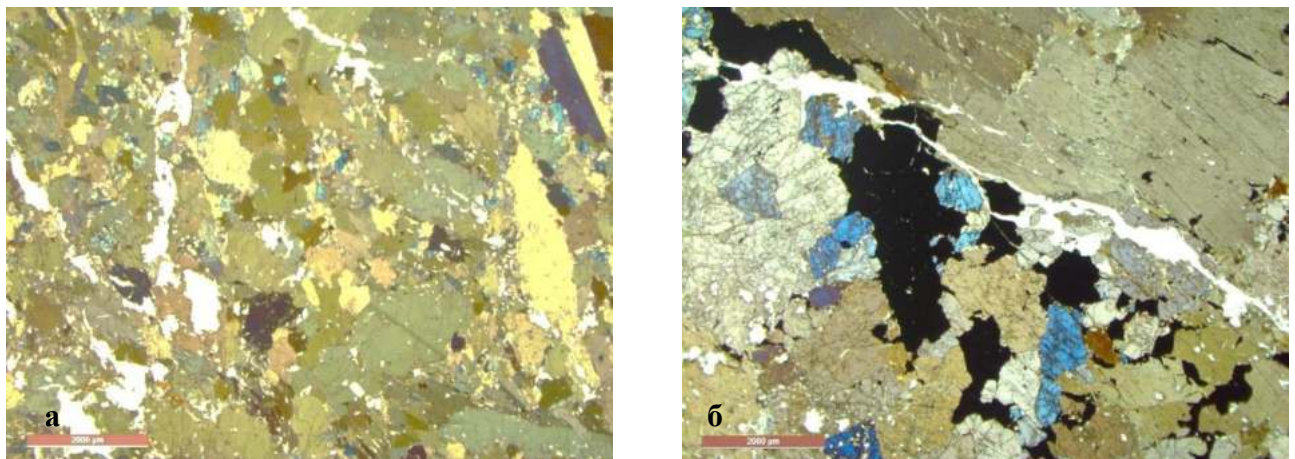


Рисунок 2.22 – а, б) Горнблендит. Изображения в скрещенных николях

Также встречаются горнблендиты плагиоклазовые, для которых характерно повышенное содержание плагиоклаза (15-20%), нацело замещенный агрегатом бурого сосюрита, пренита и клиноцоизита (рисунок 2.22 и 2.23). Горнблендиты плагиоклазовые залегают в твердых массивных крупноблочных разлистованных дунитах, простирание жил, в зависимости от положения, меридиональное или северо-восточное, падение крутое, до вертикального.

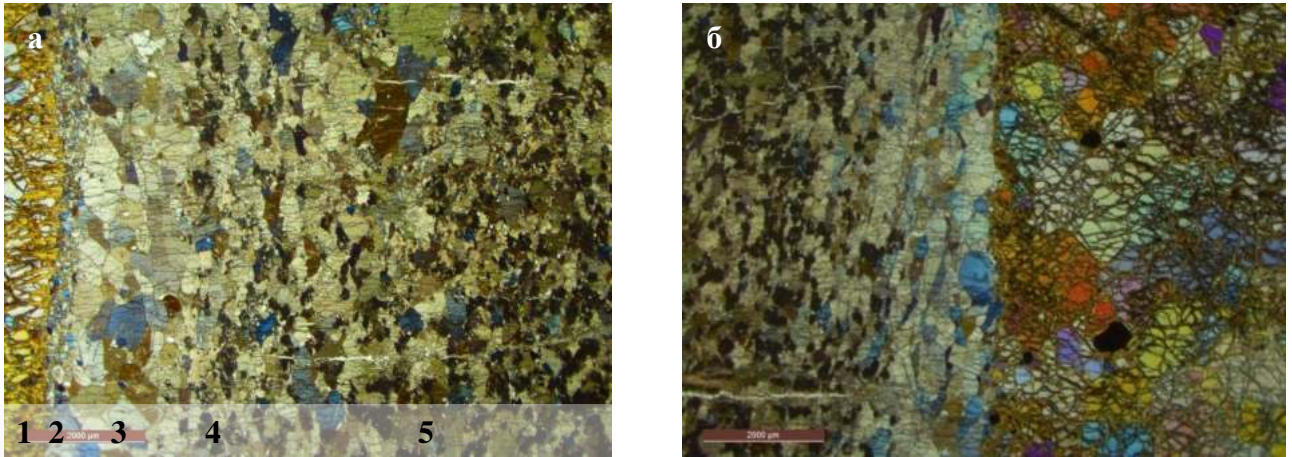


Рисунок 2.23 – а) Жилка горнблендита плагиоклазового в дуните (фото до центра жилки); б) контакт дунита и горнблендита, слева и на контакте горнблендит, справа – дунит. Изображения в скрещенных николях

Зональность (рисунок 2.23): 1 – серпентиновая оторочка вдоль контакта с серпентинизированным дунитом; 2 – зонка катаклазированного горнблендита вдоль контакта; 3 – горнблендит мономинеральный, крупные зерна роговой обманки ориентированы параллельно контакту; 4 – горнблендит плагиоклазовый, появляется нацело сосюритизированный плагиоклаз, количество его постепенно нарастает к центру жилки, размер зерна уменьшается; 5 – горнблендит плагиоклазовый, уменьшение размера зерна к центру жилки.

На рисунке 2.24 представлена микрорентгеноспектральная фотография горнблендита плагиоклазового, в таблицах 2.6 и 2.7 представлен химический состав амфибола, клиноцоизита и апатита.

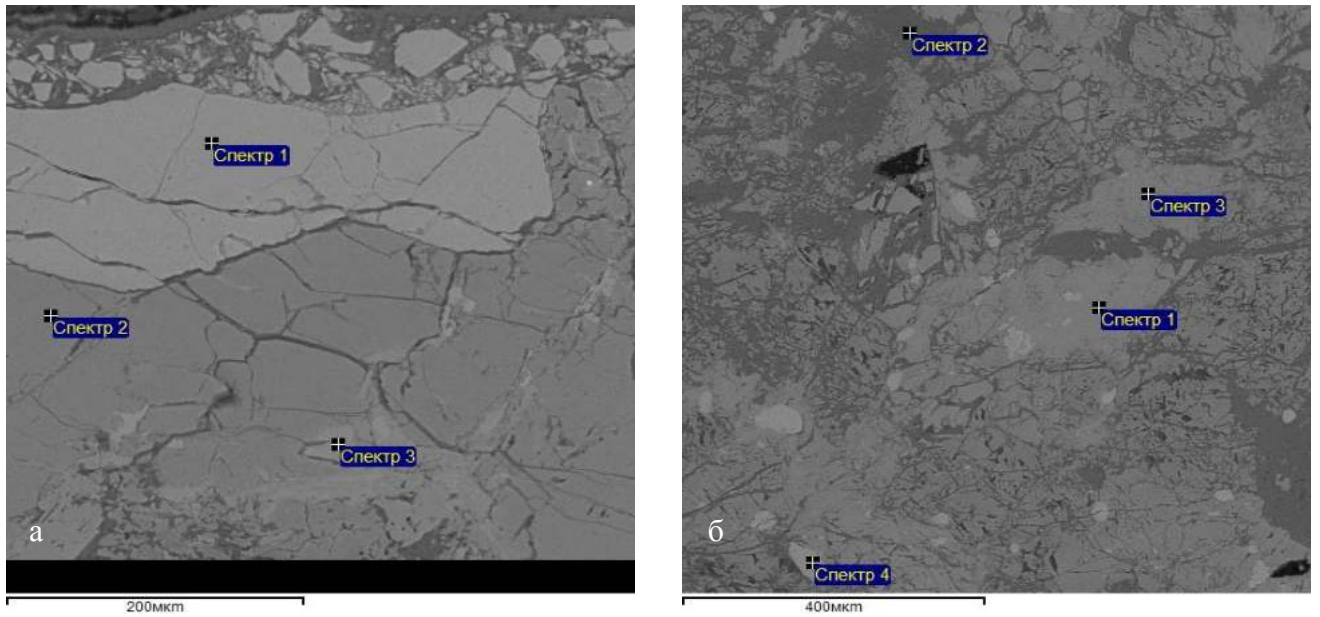


Рисунок 2.24 – а, б) Горнблендит

Таблица 2.6 – Химический состав минералов горнблендита, масс. %

Амфибол												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	
1	38,43	1,23	14,43	13,96	0,30	10,83	12,26	0,00	2,24	1,08	94,76	
2	39,02	1,10	15,32	14,02	0,28	9,88	13,60	0,00	2,31	0,99	96,52	
3	38,62	1,25	15,02	15,13	0,25	11,02	12,82	0,00	2,02	1,05	97,18	
4	39,12	1,17	14,58	14,62	0,31	12,43	13,14	0,00	1,99	1,10	98,46	
Клиноцоизит												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	
5	36,87	0,01	26,54	6,41	0,05	0,02	23,97	0,03	0,04	0,00	93,95	
6	38,10	0,01	30,78	1,05	0,10	0,05	24,69	0,06	0,03	0,01	94,88	
Апатит												
	SiO ₂	TiO ₂	MnO	CaO	Na ₂ O	SO ₂	F	P ₂ O ₅	Cl	BaO	SrO	Сумма
7	0,18	0,02	0,00	55,09	0,01	0,25	1,91	42,23	0,16	0,00	0,11	99,13
8	0,16	0,01	0,00	54,98	0,01	0,27	1,94	42,02	0,17	0,00	0,10	99,66
9	0,18	0,02	0,00	54,23	0,01	0,28	1,96	42,84	0,18	0,00	0,12	99,82

Для сравнения полученных данных ниже в таблице 2.7. приведены химические составы амфибола, клинопироксена и эпидота из горнблендитов Светлоборского массива по данным И.А. Готтман и О.К. Иванова, которые показывают хорошую сопоставимость результатов исследований.

Таблица 2.7 – Химический состав минералов горнблендитов, мас. % [17, 31]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	f= Fe/(Fe+Mg)	f= FeO/MgO
Амфибол													
1	41,59	1,69	14,16	н.о.	11,24	0,15	13,29	12,74	2,38	1,53	98,77	0,32	0,85
2	41,83	2,00	13,06	н.о.	11,62	0,19	13,73	11,75	2,23	1,23	97,64	0,32	0,85
3	39,38	1,71	15,13	н.о.	15,30	0,25	10,50	12,00	3,54	0,93	98,74	0,44	1,46
4	41,44	1,51	12,73	н.о.	10,91	0,18	12,92	13,01	2,58	1,25	96,53	0,32	0,84
5	10,28	1,78	13,94	н.о.	17,46	0,37	9,15	12,40	2,59	0,96	98,93	0,51	1,91
6	40,12	1,74	12,52	н.о.	17,78	0,35	8,92	12,35	2,99	0,96	97,73	0,52	1,99
7	39,01	1,49	14,38	н.о.	15,46	0,28	10,23	12,01	2,36	1,19	96,42	0,45	1,51
8	38,57	1,39	15,16	н.о.	15,30	0,28	10,00	12,01	2,21	1,16	96,07	0,46	1,53
9	38,43	1,77	15,70	н.о.	13,57	0,28	11,38	12,61	2,13	1,53	97,39	0,40	1,19
10	38,24	1,61	16,82	н.о.	11,98	0,22	12,22	12,67	2,26	1,34	97,38	0,35	0,98
11	44,03	1,05	11,73	0,04	12,10	0,11	15,34	10,36	1,80	1,42	97,98	-	-
12	38,74	1,20	14,45	0,01	17,11	0,23	9,96	12,51	1,67	1,70	99,58	-	-
Клинопироксен													
13	48,91	0,44	4,66	0,08	8,11	0,30	12,54	23,77	0,3	-	99,17	0,26	0,65
14	51,12	0,23	2,72	0,28	6,28	0,23	13,93	24,00	0,26	-	99,04	0,20	0,45
15	47,71	0,65	6,22	0,01	8,10	0,24	11,65	24,48	0,28	-	99,39	0,28	0,70
16	50,65	0,25	3,00	0,11	7,20	0,19	13,40	24,25	0,28	-	99,32	0,23	0,54
17	48,17	0,64	5,92	0,02	7,99	0,22	11,98	24,52	0,25	-	99,76	0,27	0,67
18	46,79	0,89	7,09	н.о.	7,87	0,18	11,79	24,89	0,22	-	99,70	0,27	0,67
19	47,07	0,60	6,86	0,05	8,00	0,21	11,92	24,75	0,22	-	99,72	0,27	0,67
20	48,70	0,77	5,02	н.о.	7,43	0,25	12,56	24,98	0,24	-	99,94	0,25	0,59
21	47,14	0,62	6,71	0,06	7,95	0,17	11,84	24,82	0,23	-	99,55	0,27	0,67
22	48,08	0,68	5,82	н.о.	9,23	0,30	11,25	23,94	0,49	-	99,81	0,31	0,82
Эпидот													
23	38,90	н.о.	30,56	-	3,29	н.о.	0,10	24,35	-	-	97,31	-	-
24	38,39	0,18	28,55	-	4,53	0,10	0,28	24,08	-	-	96,11	-	-
26	38,43	н.о.	29,15	-	4,45	0,11	н.о.	24,58	-	-	96,80	-	-
27	37,45	н.о.	25,84	-	8,44	0,16	н.о.	23,88	-	-	95,88	-	-
28	38,44	н.о.	28,82	-	5,00	н.о.	0,10	24,50	-	-	96,94	-	-
29	38,65	н.о.	29,58	-	4,50	0,14	0,19	24,54	-	-	97,68	-	-
30	37,92	0,17	27,56	-	6,43	н.о.	0,10	24,03	-	-	96,23	-	-

Примечание. Пробы 11, 12 по данным О.К. Иванова, все остальные по данным И.А. Готтман

Жильные горнблендиты, особенно в зонах штокверков, характеризуются высоким уровнем аутометасоматических изменений: кроме сосюрита по плагиоклазу, по роговой обманке часто развивается гранат-хлоритовый агрегат, редко – везувиан, флогопит, либо породы секутся прожилками антигорит-гранат-хлоритового состава.

Типичными акцессорными, а иногда и породообразующими минералами для горнблендитов также являются апатит и магнетит. Вкрапленный апатит содержится в количестве от акцессорного до 20%, местами слагает тонкие мономинеральные жилки, развит в кристаллах до 0,3 мм и в виде полиэдрических агрегатов, интерстициальных неправильных зерен и включений размером около 0,1 мм в роговой обманке (рисунок 2.24). Минерал белый или бесцветный, с низким содержанием фтора и хлора.

Состав апатита соответствует апатиту-(ОН) и апатиту-(CaF) по классификации [101]. Содержания фтора составляют 1,1-2,3 мас.%, содержания хлора - менее 0,4 мас.%. Содержания серы в апатите имеют широкие вариации, но не превышают 0,8 мас.% SO₂.

Магнетит в количестве 4-5% (иногда до 20%) наблюдается в виде интерстиций в роговой обманке или включен в нее в виде округлых и пластинчатых зерен. Также в шлифах отмечаются ильменит, и плеонаст.

Кроме того, для горнблендитов, особенно плагиоклазовых, характерно присутствие акцессорной вкрапленности сульфидов, представленных халькопиритом, пиритом, троилитом и другими минералами (рисунок 2.25, таблица 2.8) часть из которых содержит элементы платиновой группы.

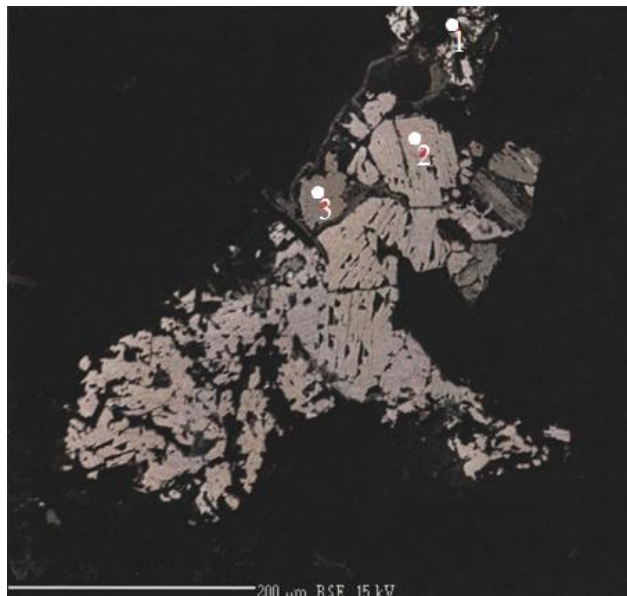


Рисунок 2.25 – Горнблендит плагиоклазовый, рудопроявление Высоцкого
Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Таблица 2.8 – Химический состав сульфидов, мас. %

	Fe	S	Cu	Cr	Ni	Pt	Ru	Rh	Pd	Te	As	Sb	Сумма
Сульфид1	47,1	50,82	0,05	0,07	0,00	0,14	0,03	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	98,29
Сульфид2	61,61	36,97	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,01	98,86
Халькопирит	31,16	33,47	33,91	0,03	0,04	0,07	0,00	0,00	0,1	0,03	0,03	0,02	98,87

На рисунке 2.26 приведены типичные дифрактометрические кривые образцов горнблендитов.

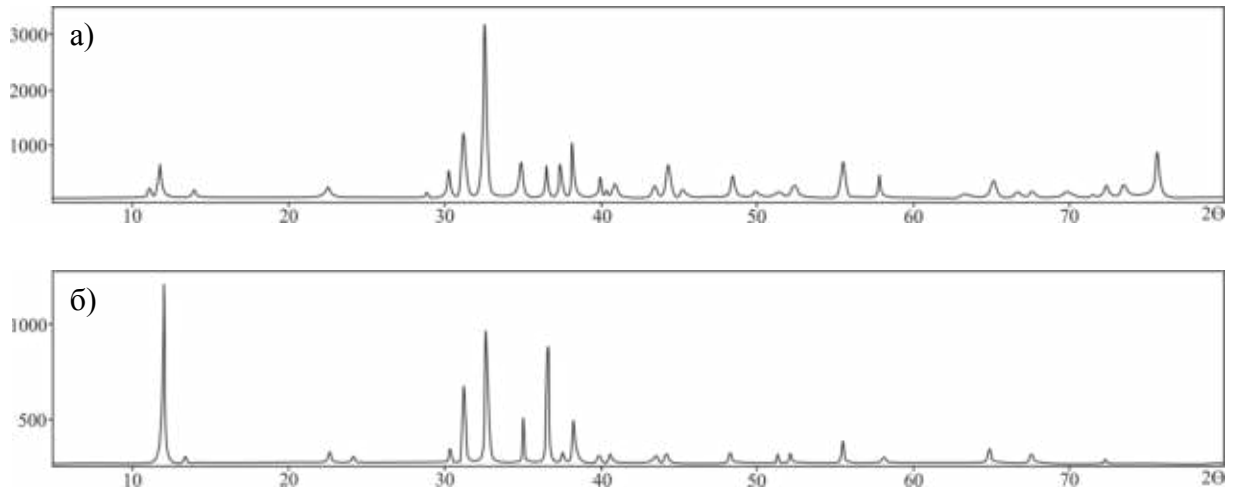


Рисунок 2.26 – Дифрактометрические кривые образцов горнблендитов а) горнблендит мономинеральный, б) горнблендит плагиоклазовый

Из данных дифрактограмм (рисунок 2.26) видно, что, как для горнблендитов мономинеральных, так и для плагиоклазовых характерно наличие интенсивных рефлексов около $33\ 2\theta$ и несколько других менее интенсивных, но характерных для горнблендитов рефлексов около $37-39\ 2\theta$. Для горнблендитов плагиоклазовых рефлекс в районе $37\ 2\theta$ проявлен значительно сильнее, на их дифрактограммах присутствует также интенсивный рефлекс около $12\ 2\theta$, очень слабо проявленный в образцах горнблендитов мономинеральных. Полученные нами данные сопоставимы с эталонными рентгенограммами образцов горнблендитов, полученными Х. Мажмундар [119].

Результаты комплексного термического анализа горнблендитов мономинеральных и плагиоклазовых представлены на рисунке 2.27, из которого следует, что для данных образцов характерна незначительная потеря массы (не более 1%), кроме того при $400\ ^\circ\text{C}$ для горнблендитов наблюдается слабый эндотермический пик, который выражен более значительно для образца

горнблендита плагиоклазового. В интервале 1000-1100°C на кривых DTA имеется эндотермический пик, обусловленный интенсивным выделением воды с твердофазным превращением в скрытокристаллический агрегат авгита.

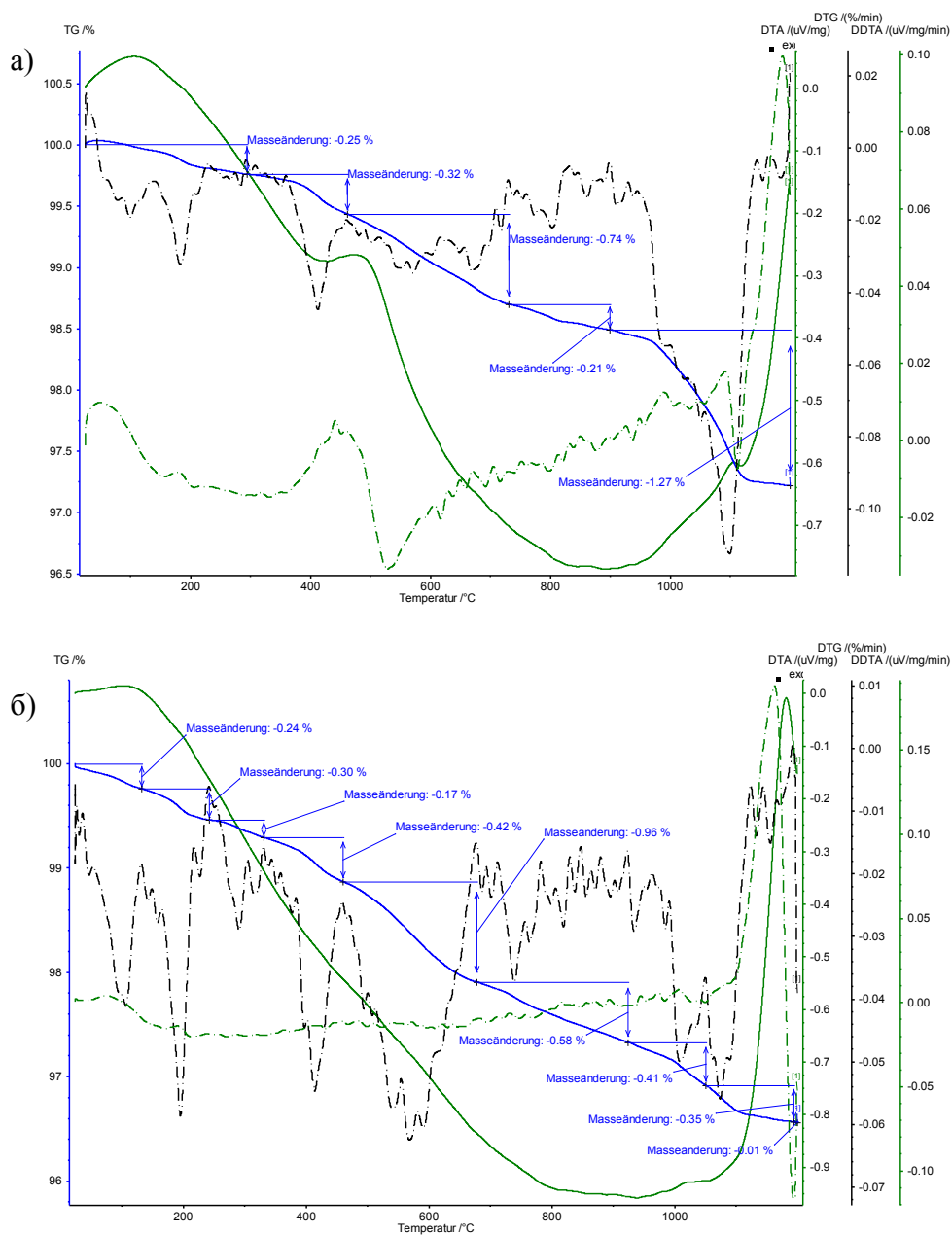


Рисунок 2.27 – Кривые TG, DTG, DTA и DDTA для горнблендитов,
а) мономинеральных, б) плагиоклазовых

Для обеих образцов (рисунок 2.26) характерно наличие интенсивных рефлексов около 33 2 θ и несколько других менее интенсивных, но характерных горнблендитов рефлексов около 37-39 2 θ , при этом для образца горнблендита плагиолазового наличие рефлекса около 37 2 θ проявлен значительно сильнее. Также горнблендит плагиоклазовый отличается наличием интенсивного рефлекса

около 12 2 θ , который для образца горнблендита мономинерального проявлен очень слабо. Полученные нами данные сопоставимы с рентгенограммами образцов горнблендитов, полученными данным Х. Мажмундар [119].

Полученные при изучении химического и минерального состава горнблендитов данные подтверждают наличие их тесной генетической связи с клинопироксенами. Так, по данным И.А. Готтман [16], ранний амфибол в горнблендитах, слагающий ядра зональных зерен, по составу близок к интерстициальному амфиболу оливинных клинопироксенов. Идиоморфные включения клинопироксена в амфиболе горнблендитов соответствуют клинопироксену поздних стадий кристаллизации пироксенов.

Из вторичных изменений в горнблендитах особенно широко проявлена флогопитизация. В таблице 2.9 представлен химический состав развивающихся по горнблендитам метасоматитов флогопит-вермикулитового состава. Флогопит наблюдается в пачках мощностью иногда до 5-7 мм, с диаметром чешуек до 3-5 см. Более мелкочешуйчатый флогопит развивается по амфиболу, частично замещает поздний хлорит.

Таблица 2.9 – Химический состав флогопит-вермикулитовых метасоматитов, мас. %

№	1	2	3	4	5	6	x
SiO ₂	36,93	35,54	37,06	38,18	32,66	36,75	36,75
Al ₂ O ₃	20,51	20,02	18,58	16,1	20,34	19,67	19,67
FeO	9,06	9,04	8,66	7,95	7,98	8,97	8,97
MgO	33,5	35,4	35,73	38,17	18,85	34,6	34,60
Na ₂ O	-	-	-	-	7,00	-	7,00
K ₂ O	-	-	-	-	7,62	-	7,62
Cl ⁻	-	-	-	-	5,55	-	5,55
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	
<i>f</i>	27,04	25,54	24,24	20,83	42,33	25,92	

Примечание. x – среднее, *f* – коэффициент железистости, $f = 100\text{FeO}/\text{MgO}$

Результаты рентгенодифракционного анализа представлены на рисунке 2.28, комплексного термического анализа – на рисунке 2.29.

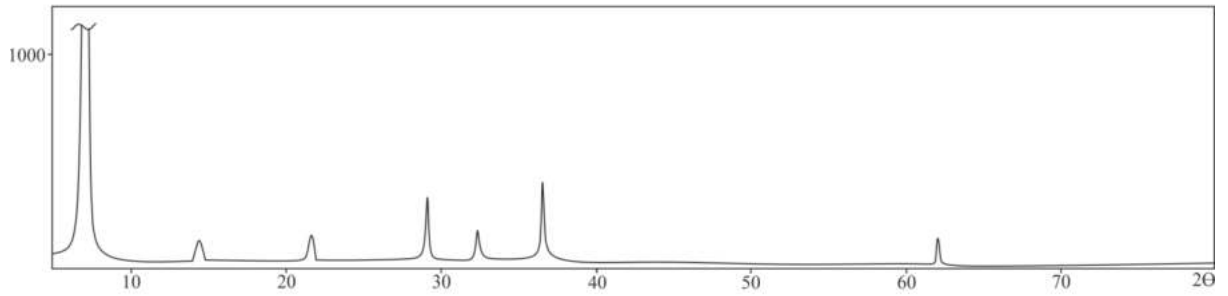


Рисунок 2.28 – Дифрактометрическая кривая образца флогопит-вермикулитового метасоматита

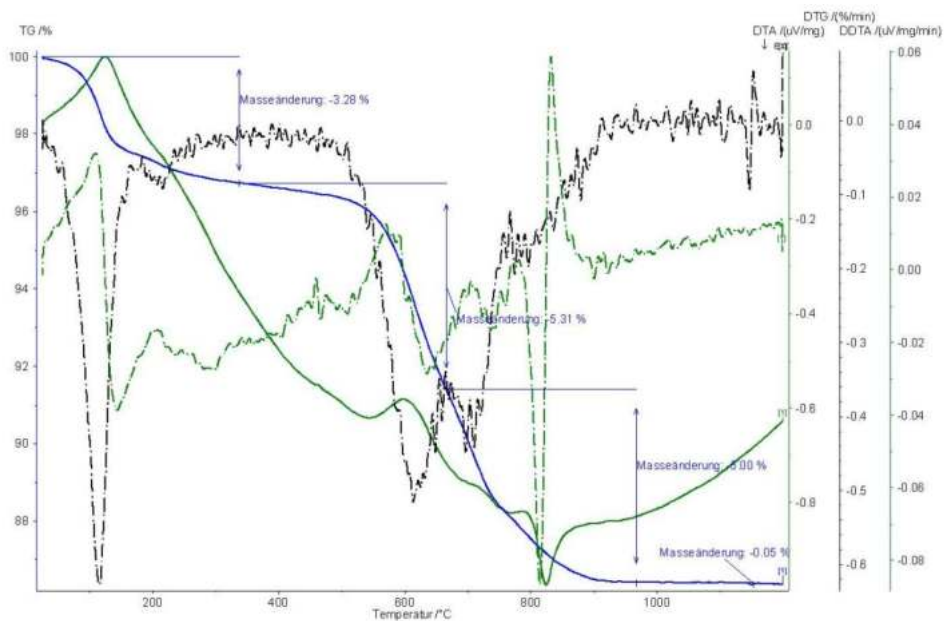


Рисунок 2.29 – Кривые TG, DTG, DTA и DDTA образца флогопит-вермикулитового метасоматита

При нагревании образца вермикулита при температурах около 200 °С, 600 °С и 800 °С происходит поэтапное удаление воды, что соответствует эталонным данным [108].

Таким образом, в отличие от диопсидитов горнблендиты обладают несколько более выдержанным минеральным составом. Среди них можно выделить две главные разновидности – горнблендиты мономинеральные и плагиоклазовые, иногда в них в породообразующих количествах содержатся флогопит, апатит и магнетит.

Выводы по главе 2

1. Дуниты Светлоборского массива можно разделить на две группы, имеющие закономерное пространственное положение и четкие генетически обусловленные петрологические особенности. Первая группа представлена тонко-мелкозернистыми «краевыми» перекристаллизованными дунитами, которые слагают периферийную эндоконтактовую оболочку дунитового ядра. В качестве эталона для них мы будем использовать дуниты рудопроявления Высоцкого. Ко второй группе относятся все разновидности дунитов с размером зерен более 1 мм, слагающие центральную часть массива.

2. Дуниты Светлоборского массива подвержены нескольким этапам серпентинизации: первый этап – площадная петельчатая серпентинизация (лизардитизация), степень которой варьирует от 5-15% в тонкозернистых дунитах первой группы до 80% в мелко-среднезернистых дунитах второй группы; второй этап – прожилковая серпентинизация (лизардитизация) в пределах линейных тектонических зон; третий этап – антигоритизация, проявленная также локально в тектонических зонах в дунитах. Широким развитием пользуются также процессы хлоритизации.

3. Дуниты рудопроявления Высоцкого, несущие платинометалльную минерализацию, отличаются от дунитов Светлоборского массива по минералого-петрографическому составу и структурно-текстурным признакам; помимо платиноносности, в первую очередь, по зернистости оливина, более низкой степени развития процессов серпентинизации, повышенной никеленосности серпентина.

4. Хромититовые сегрегации на Светлоборском массиве имеют значительно более низкую распространенность по сравнению с родственным соседним Нижнетагильским массивом, их вклад в общую платиноносность массива является менее значительным.

5. Жильные клинопироксениты развиты в зонах трещиноватости в дунитах Светлоборского массива и могут составлять до 15-20% от общего объема пород на отдельных участках массива (участок Высоцкого, Коробовский лог и другие).

Главными породообразующими минералами в них являются клинопироксен, преимущественно диопсид, переходящий в авгит (60-70%), оливин (5-15%), амфибол (5-45%), иногда отмечается поздний ксеноморфный ортопироксен. Породы подвержены многочисленным вторичным изменениям и отличаются значительным разнообразием минерального состава в зависимости от степени и типа проявленных в них наложенных процессов амфиболитизации, флогопитизации, хлоритизации и в меньшей степени антигоритизации.

6. Наиболее распространенным типом жильных пород Светлоборского массива являются горнблендиты, среди которых выделяется две разновидности: горнблендиты мономинеральные и горнблендиты плагиоклазовые. В целом горнблендиты отличаются относительно однообразным минеральным составом и состоят на 85-90% из амфибола с реликтами клинопироксена. Количество плагиоклаза в мономинеральных горнблендитах не превышает 10%, а в плагиоклазовых разновидностях увеличивается до 15-20%. В некоторых разновидностях горнблендитов в количестве до 20% могут присутствовать флогопит, апатит и магнетит. В горнблендитах с брекчиевидными текстурами отмечаются редкие ксенолиты дунитов с каймами реакционного взаимодействия.

ГЛАВА 3 ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДУНИТОВ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА

Петрогеохимические характеристики главных типов пород Светлоборского массива изучались многими отечественными исследователями. В работах О.К. Иванова, В.Г. Лазаренкова, Г.Б. Ферштатера, Е.В. Пушкарева и других [31, 42, 43, 67, 85, 87] рассмотрено содержание главных элементов в составе дунитов, клинопироксенитов оболочки и хромититов Светлоборского массива, так как все эти породы представляют наибольший интерес с точки зрения платиноносности.

Распределение же редких элементов в породах массива, за исключением единичных анализов, остается практически неизученным. Химический состав жильных пород Светлоборского массива, за исключением данных по горнблендитам, представленных в работах О.К. Иванова [31] и И.А. Готтман [16, 17], ранее исследователями зональных массивов Платиноносного пояса Урала ранее не рассматривался.

3.1 Распределение главных элементов

3.1.1 Распределение главных элементов в дунитах

При описании особенностей распределения главных элементов в дунитах Светлоборского массива, в первую очередь стоит отметить их определенную идентичность по содержанию главных элементов с другими массивами ППУ, что было описано ранее другими исследователями [13, 31, 86]. Средние содержания главных элементов в дунитах Светлоборского массива по нашим данным представлены в таблице 3.1 и на рисунке 3.1.

Таблица 3.1 – Содержание главных элементов в дунитах массивов ППУ, мас. %

№ пробы	Светлоборский массив											11 Нижнетагильский массив	12 Каменушинский массив	13 Вересовоборский массив	14 Косьвинский массив
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	х				
SiO ₂	39,05	44,90	39,20	40,50	42,80	36,60	38,10	38,20	38,20	43,20	39,13	35,73	37,80	37,61	38,30
TiO ₂	0,020	0,019	0,011	0,012	0,008	0,011	0,022	0,023	0,011	0,260	0,016	0,05	0,04	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	0,56	0,32	0,26	0,13	0,12	0,16	0,41	1,11	0,34	3,80	0,33	0,27	0,70	0,41	0,21
Fe ₂ O ₃ , общ	12,19	14,10	9,28	13,40	9,57	8,15	8,87	7,99	9,24	10,70	9,43	8,08	8,45	9,20	11,12
MnO	0,20	0,33	0,13	0,22	0,16	0,14	0,14	0,10	0,15	0,18	0,16	0,15	0,16	0,12	0,18
MgO	42,35	24,70	38,40	42,60	28,90	43,70	42,30	36,80	44,90	25,10	40,35	41,7	44,50	44,79	44,42
CaO	1,02	1,05	1,08	0,29	2,33	0,25	0,09	0,91	1,25	2,15	1,04	0,32	0,75	0,31	0,67
Na ₂ O	<п.о.	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,34	0,02	0,02	0,18	0,11	0,10
K ₂ O	<п.о.	0,12	0,11	0,10	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,22	0,11	0,005	0,04	0,10	<0,05
P ₂ O ₅	0,010	0,058	0,048	0,063	0,061	0,044	0,045	0,054	0,055	0,150	0,055	0,010	0,007	0,010	<0,004
п.п.п.	4,10	13,60	11,46	2,20	15,00	10,10	8,70	14,68	5,71	13,90	10,78	13,13	6,70	не опр.	5,28
Сумма	99,53	99,24	100,00	99,54	99,06	99,27	98,79	100,00	100,00	100,00					

Примечание. Пробы 1-11 – наши данные, 12-14 – по данным О.К. Иванова [31].

х – среднее (рассчитано по медиане) по пробам 1-11, S – стандартное отклонение, < п.о. – ниже предела обнаружения прибора. ЦЛ ВСЕГЕИ, РФА, нижние пределы 0,01%, кроме P₂O₅ (0,005%), TiO₂ (0,001%), MnO (0,0002%)

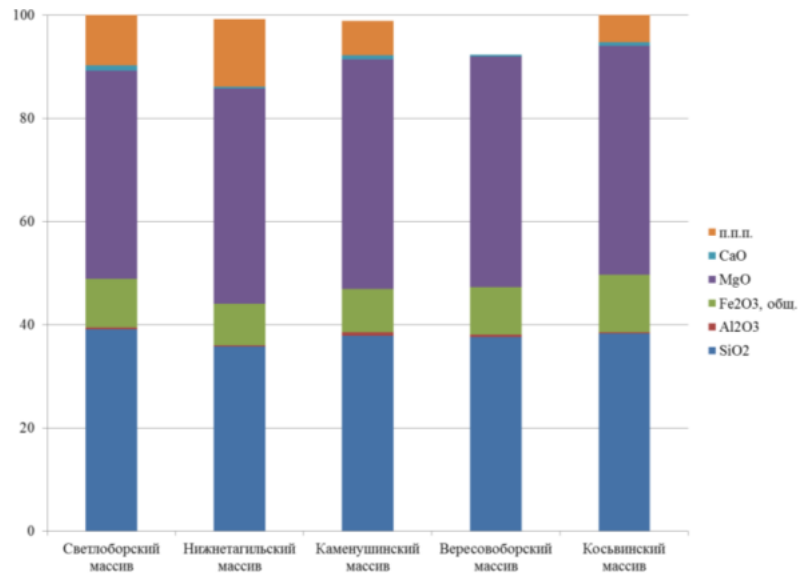


Рисунок 3.1 – Распределение главных элементов в дунитах зональных массивов Платиноносного пояса Урала

Для данных, представленных в таблице 3.1, следует отметить, что дуниты Светлоборского массива характеризуются максимально высокой магнезиальностью ($Mg\# = 100 \text{ MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}) = 81,2$) и могут быть отнесены к «магнезиальному типу» ультраосновных пород, выделенных О.М. Глазуновым [18]. Кроме того, для дунитов Светлоборского массива характерны повышенные содержания Al_2O_3 , CaO и TiO_2 , также по сравнению, например с нижнетагильскими дунитами, они являются более железистыми.

Как отмечал К.К. Золоев, дуниты Светлоборского массива отличаются повышенными содержаниями алюминия, калия и натрия, что обусловлено широко проявленными здесь процессами амфиболизации и флогопитизации [28].

Также следует отметить, что на Светлоборском массиве, в отличие от Нижнетагильского, в меньшей степени проявлены процессы серпентинизации, о чем косвенно можно судить по величине потерь при прокаливании (10,78% в светлоборских дунитах, 13,13% в дунитах Нижнетагильского массива), что отмечалось ранее также в работах О.К. Иванова [31].

Описанные особенности дунитов Светлоборского массива в целом характерны для дунитов концентрически-зональных массивов, как указывали Э.А. Ланда и В.Г. Лазаренков [46]. Ими также были сделаны выводы о том, что дуниты зональных массивов являются петрохимическими аналогами дунитов как

альпинотипных комплексов, так и зональных массивов, образующихся в других тектонических условиях и относящихся к иным формационным типам, например, платформенному Кондерскому массиву, в периферической зоне которого наряду с нормальными габброидами присутствуют щелочные породы, и Инаглинскому массиву, периферия которого сложена частично калиевыми щелочными породами.

Интересен тот факт, что в дунитах рудопроявления Высоцкого отмечаются несколько иные взаимоотношения главных элементов. Полученные нами данные по петрохимическому составу дунитов рудопроявления Высоцкого представлены в таблице 3.2.

Таблица 3.2 – Содержание главных элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого Светлоборского массива, мас. %

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
1	44,43	0,310	3,33	6,96	0,14	39,09	3,07	0,380	0,15	0,02	2,11	99,99
2	40,10	0,140	4,92	8,47	0,16	38,54	2,11	0,060	0,03	0,02	5,44	99,99
3	35,52	0,180	3,78	9,56	0,17	37,49	7,23	0,250	0,06	0,01	5,74	99,99
4	38,94	0,300	1,87	7,97	0,20	39,92	8,31	0,080	0,03	0,06	2,31	99,99
5	35,14	0,100	4,26	6,21	0,15	39,74	6,26	0,160	0,10	0,14	7,74	100,00
6	35,76	0,120	5,36	8,59	0,18	39,37	5,22	0,120	0,05	0,09	5,14	100,00
7	36,98	0,270	3,48	7,23	0,22	38,52	4,24	0,240	0,18	0,12	8,52	100,00
8	36,02	0,020	0,25	11,80	0,21	40,60	2,30	0,022	0,10	0,05	8,63	100,00
9	37,24	0,160	2,64	10,30	0,18	39,40	1,60	0,310	0,16	0,11	7,89	99,99
10	39,63	0,140	3,00	10,68	0,20	36,78	1,32	0,240	0,07	0,09	7,09	99,24
11	38,20	0,015	1,13	9,82	0,14	36,60	0,91	0,022	0,11	0,06	12,99	100,00
12	38,30	0,013	0,45	10,2	0,17	40,30	0,97	0,023	0,11	0,05	9,41	100,00
13	39,90	0,092	2,07	8,87	0,16	39,80	1,38	0,260	0,17	0,06	7,24	100,00
14	38,64	0,005	0,21	11,18	0,20	41,09	0,75	0,020	< п.о.	0,01	7,89	100,00
15	39,04	0,005	0,21	10,37	0,19	39,32	0,93	0,020	< п.о.	0,02	9,89	100,00
16	36,00	0,056	2,20	9,44	0,15	38,20	1,21	0,026	0,13	0,05	12,53	100,00
17	37,80	0,005	0,19	11,93	0,21	41,80	0,25	0,020	< п.о.	0,02	7,75	99,98
х	38,20	0,100	2,20	9,56	0,18	39,37	1,60	0,080	0,11	0,05	7,75	100,00

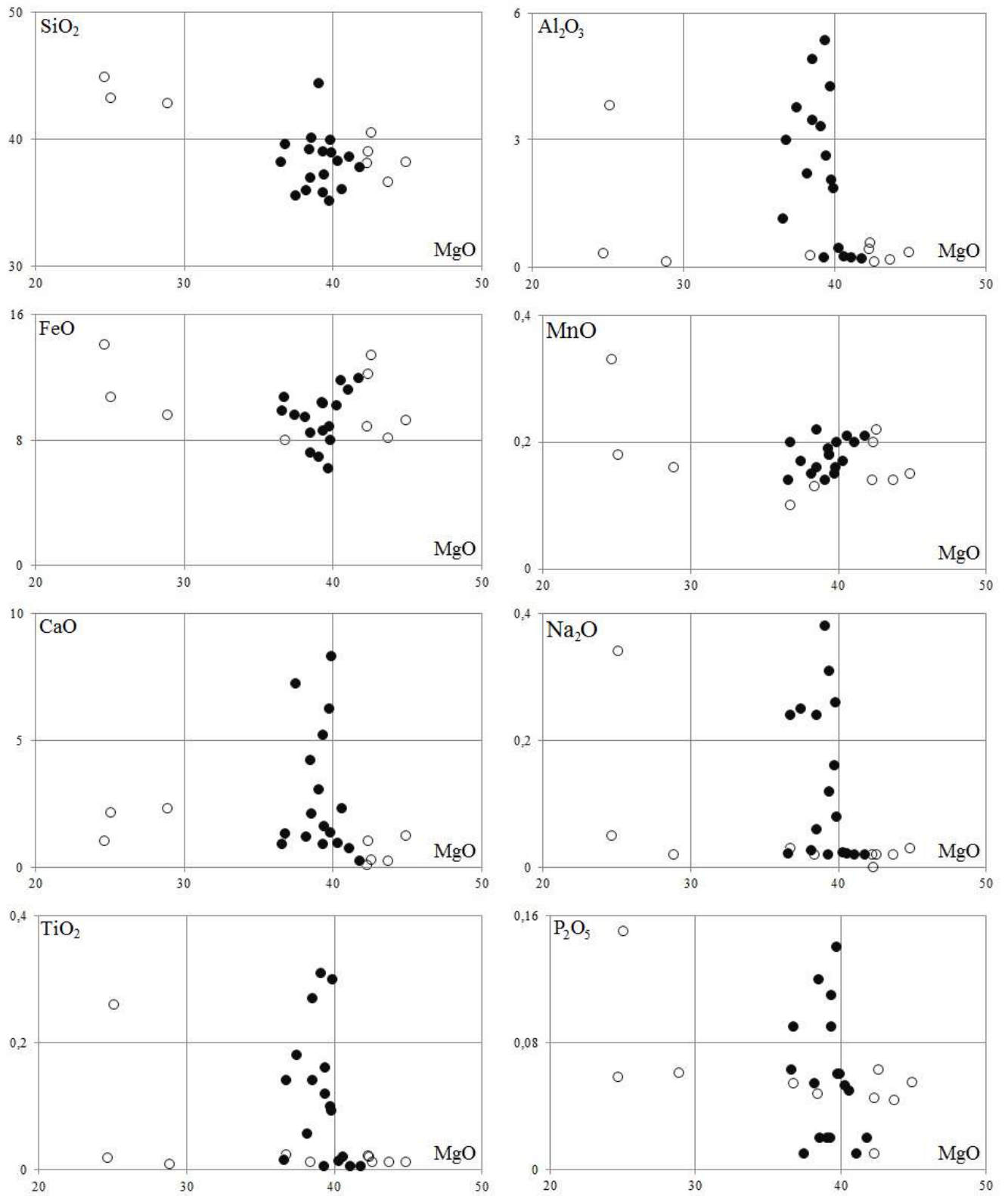
Примечание. х – среднее (рассчитано по медиане), < п.о. – ниже предела обнаружения прибора. ЦЛ ВСЕГЕИ, РФА, нижние пределы 0,01%, кроме P₂O₅ (0,005%), TiO₂ (0,001%), MnO (0,0002%)

Из данных таблицы 3.2 следует, что дуниты рудопроявления Высоцкого Светлоборского массива характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , Na_2O относительно дунитов Светлоборского массива.

Помимо собственно содержаний химических элементов, отличаются и взаимоотношения между основными оксидами в дунитах, что отчетливо прослеживается на вариационных диаграммах (рисунок 3.2), на которых по оси x показано содержание MgO , а по оси y – другие петрогенные компоненты.

На рисунке 3.2 показано, что фигуративные точки составов дунитов рудопроявления Высоцкого и дунитов Светлоборского массива в целом располагаются в соответствии с естественным трендом – уменьшение магнезиальности сочетается с увеличением содержания кремнезема. В то же время очевидно, что поле дунитов Светлоборского массива относительно изометрично, а поле дунитов рудопроявления Высоцкого вытянуто вдоль тренда. Соответственно, динамические особенности дунитов рудопроявления Высоцкого определяются не столько соотношениями содержаний MgO и SiO_2 , сколько вариациями и трендами содержаний других компонентов, которые отражают направленность и степень развития процессов изменения состава платиноносных дунитов рудопроявления Высоцкого по отношению к дунитам Светлоборского массива.

В дунитах обоих массивов данных наблюдается закономерное уменьшение содержания SiO_2 с увеличением содержания MgO , что в принципе характерно для всех массивов ППУ. Тренды других элементов, особенно Al_2O_3 , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 резко отличаются: в дунитах Светлоборского массива они характеризуются достаточно неоднородным составом, зависящим от содержания MgO , а в дунитах рудопроявления Высоцкого содержание всех этих элементов варьирует в достаточно широких пределах, но при этом их тренды практически строго вертикальны.



- Дуниты Светлоборского массива
- Дуниты рудопроявления Высоцкого

Рисунок 3.2 – Вариационные диаграммы дунитов Светлоборского массива

Следует особо отметить тот факт, что на представленных диаграммах, а также на диаграммах $\text{TiO}_2/\text{MgO} \cdot 100 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO} - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, представленных на рисунке 3.3 отчетливо видно, что составы дунитов Светлоборского массива и дунитов рудопроявления Высоцкого образуют довольно обособленные поля. При этом фигуративные точки дунитов Светлоборского массива образуют достаточно компактное поле, а поля точек дунитов рудопроявления Высоцкого отличаются значительно большим рассеянием, что говорит о неравномерности распределения этих элементов и, возможно, об определенных различиях в процессах их формирования.

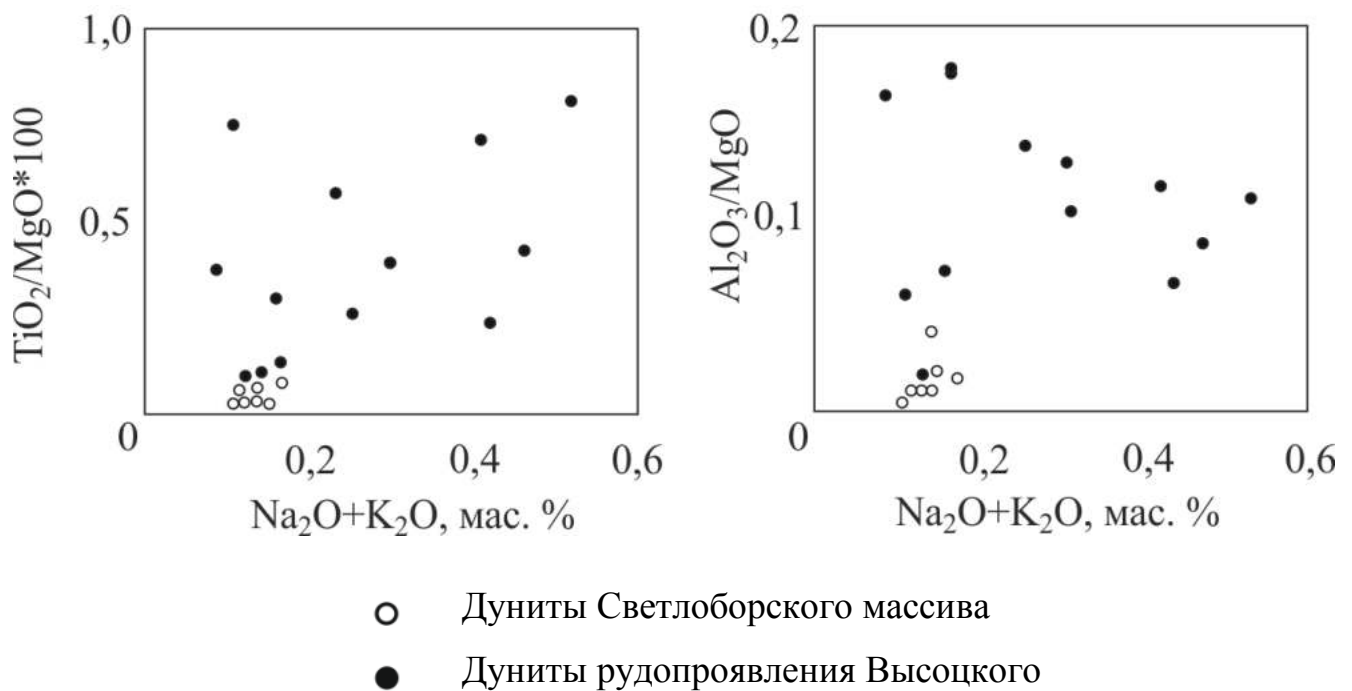


Рисунок 3.3 – Петрохимические составы дунитов Светлоборского массива

Таким образом, выделенные по результатам минералого-петрографического изучения две разновидности дунитов (Глава 2) отличаются друг от друга, в том числе, по химическому составу.

3.1.2 Распределение главных элементов в жильных породах

Для изучения химического состава дайковых и жильных пород в лаборатории рентгенографии Фрайбергской горной академии (аналитик Р. Мёккель) был проведен рентгенофлуоресцентный анализ и определены содержания главных элементов в пробах следующих жильных пород: диопсидитов, горнблендитов (мономинеральных и плагиоклазовых), а также в развивающихся по ним серпентиновых, флогопит-вермикулитовых и хлоритовых метасоматитах.

Диопсидиты. До настоящих исследований данные по содержанию главных элементов в жильных диопсидитах Светлоборского массива отсутствовали, поэтому было произведено сравнение химического состава диопсидитов Светлоборского массива с химическими составами диопсидитовых дунитов, в т.ч. Светлоборского массива по данным О.К. Иванова [31], представленным в таблице 3.3 и на рисунке 3.4.

Таблица 3.3 – Содержание главных элементов в диопсидитах, мас. %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	x	11	12
SiO ₂	38,41	36,23	44,9	32,92	40,02	35,25	37,85	39,04	37,12	39,69	38,14	40,08	44,1
TiO ₂	0,04	0,03	0,11	0,03	0,03	0,04	0,08	0,03	0,03	0,04	0,05	0,17	0,17
Al ₂ O ₃	0,61	0,28	1,28	0,86	0,84	0,78	0,65	1,10	0,37	0,34	0,71	3,16	1,83
FeO	9,81	10,6	5,04	8,2	8,64	10,4	6,48	8,35	7,49	8,48	8,35	9,17	10,53
Cr ₂ O ₃	0,13	1,4	0,56	0,35	0,72	0,15	0,64	0,42	0,68	0,21	0,53	0,22	0,35
MnO	0,09	0,21	0,11	0,16	0,08	0,10	0,16	0,10	0,17	0,11	0,13	0,15	0,18
MgO	36,04	41,12	24,33	33,56	32,25	29,85	39,20	36,26	35,62	38,36	34,66	33,45	32,42
CaO	0,04	0,71	15,2	5,39	4,05	10,47	7,50	0,05	0,68	2,69	4,68	3,96	7,60
Na ₂ O	0,10	0,11	0,12	0,01	0,10	0,01	0,10	0,09	0,13	0,12	0,09	0,57	0,40
K ₂ O	<0,01	<0,01	0,01	0,1	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,25	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	<0,01	0,02	-	-
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,13	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,03	-	-
п.п.п.	12,9	6,62	4,73	15,36	10,14	8,45	6,82	13,12	11,36	7,55	9,71	8,3	2,66
Сумма	98,2	97,34	96,43	97,09	96,9	95,54	99,53	98,63	93,67	97,60		99,48	100,27
f	27,22	25,78	20,72	24,43	26,79	34,84	16,53	23,03	21,03	22,11		27,41	32,48

Примечание. 1-10 – Светлоборский массив, 11-12 – по данным О.К. Иванова [31], 11 – диопсидитовый дунит Светлоборского массива, 12 – верлит клинопироксенитовой оболочки, x – среднее (рассчитано по медиане) для проб 1-

10, S – стандартное отклонение, x и S определены для проб 1-10, f – коэффициент железистости, $f = 100\text{FeO}/\text{MgO}$

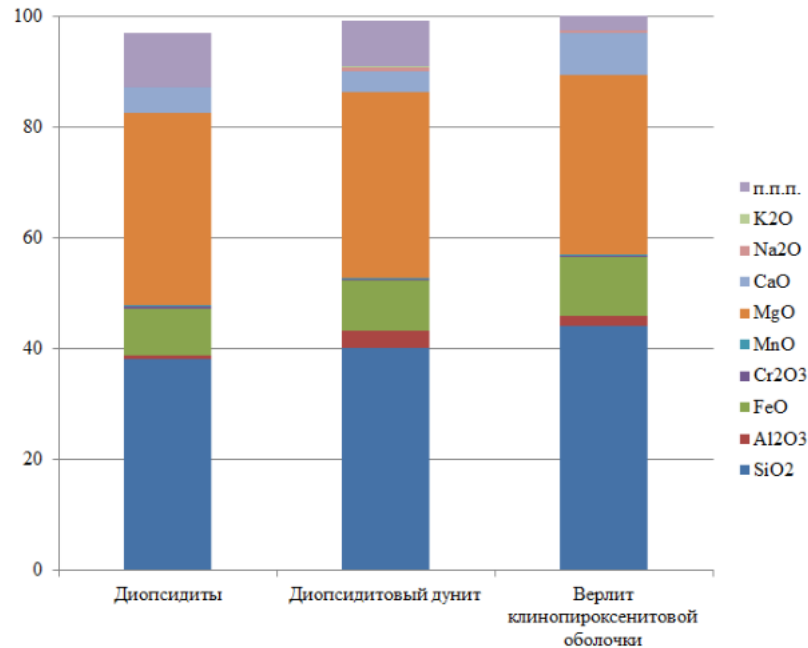


Рисунок 3.4 – Распределение главных элементов в диопсидитовых дунитах и жильных диопсидитах

Диопсидиты Светлоборского массива, по сравнению с диопсидитовыми дунитами и верлитами клинопироксенитовой оболочки, по О.К. Иванову, отличаются пониженными содержаниями титана, алюминия и повышенными хрома, содержания остальных элементов, за исключением кальция, примерно одинаковы [31]. В целом, диопсидиты – это высокомагнезиальные породы, относительно низкой железистости (в среднем $f = 0,25$) [116].

Горнблендиты мономинеральные и плагиоклазовые. Многочисленные данные по составу горнблендитов приведены в работах И.А. Готтман [16, 17]. Содержания главных химических элементов в горнблендитах по нашим данным приведены в таблицах 3.4 и 3.5.

Таблица 3.4 – Содержание главных элементов в горнблендитах мономинеральных Светлоборского массива, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	x	S
SiO ₂	31,23	32,11	39,95	38,47	41,9	41,8	36,24	38,46	40,2	37,84	38,47	3,68
TiO ₂	0,99	0,89	0,81	0,76	0,54	0,51	0,74	0,56	0,68	0,62	0,71	0,16
Al ₂ O ₃	7,99	8,21	10,5	10,23	6,68	6,69	7,20	9,14	8,51	6,84	8,10	1,41
FeO	16,82	10,34	7,37	8,03	7,06	6,95	14,69	11,25	10,35	9,20	9,77	3,32
Cr ₂ O ₃	0,17	0,15	0,04	0,19	0,15	0,27	0,15	0,20	0,17	0,19	0,17	0,06
MnO	0,20	0,18	0,09	0,09	0,11	0,10	0,15	0,10	0,18	0,10	0,11	0,04
MgO	20,03	18,42	19,72	19,98	18,49	18,60	20,40	20,20	21,04	19,94	19,96	0,89
CaO	8,09	9,02	7,28	8,88	14,42	14,06	9,01	10,14	8,00	12,5	9,02	2,59
Na ₂ O	0,89	1,02	1,20	0,60	0,10	0,31	0,90	1,00	0,74	0,65	0,82	0,34
K ₂ O	0,54	0,41	0,52	0,41	0,04	0,17	0,30	0,01	0,21	0,04	0,26	0,20
P ₂ O ₅	1,40	1,38	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,58
SO ₃	0,09	0,08	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04
п.п.п.	6,40	9,62	7,94	8,34	6,60	6,52	8,40	6,84	7,26	9,12	7,60	1,15
Сумма	94,84	91,83	95,45	96,01	96,11	96,08	98,2	97,93	97,33	97,07		

Таблица 3.5 – Содержание главных элементов в горнблендитах плагиоклазовых Светлоборского массива, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	x	S
SiO ₂	33,57	35,57	40,25	38,2	41,2	37,15	36,48	36,25	34,78	36,14	36,37	2,36
TiO ₂	1,06	0,98	0,95	1,01	1,02	0,98	1,00	1,04	0,89	1,02	1,01	0,05
Al ₂ O ₃	11,93	12,62	17,03	14,05	12,36	16,45	17,01	15,25	11,04	13,25	13,25	2,21
FeO	11,32	10,98	12,76	12,8	11,5	12,3	11,23	12,34	12,8	11,62	11,96	0,71
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
MnO	0,13	0,11	0,27	0,30	0,15	0,27	0,14	0,18	0,18	0,24	0,18	0,07
MgO	13,76	14,12	5,37	12,00	8,12	10,32	7,69	12,75	11,98	12,47	11,99	2,90
CaO	10,64	11,21	11,95	10,10	12,40	11,50	10,70	11,25	10,98	11,25	11,23	0,66
Na ₂ O	1,56	1,48	2,92	2,35	1,80	1,65	2,04	1,84	1,68	1,95	1,82	0,43
K ₂ O	1,00	1,02	1,10	1,01	1,00	1,00	1,01	0,98	0,94	1,02	1,01	0,04
P ₂ O ₅	0,31	0,42	0,68	0,40	0,50	0,42	0,54	0,48	0,52	0,64	0,49	0,11
SO ₃	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01
п.п.п.	10,21	11,26	2,17	7,15	8,24	3,24	11,74	6,43	9,23	7,25	7,75	3,17
Сумма	95,53	99,81	95,5	99,41	98,32	95,32	99,62	98,83	95,07	96,89		

Примечание. x – среднее (рассчитано по медиане), S – стандартное отклонение

Для сравнения распределения элементов в горнблендитах мономинеральных и плагиоклазовых была построена гистограмма рисунка 3.5.

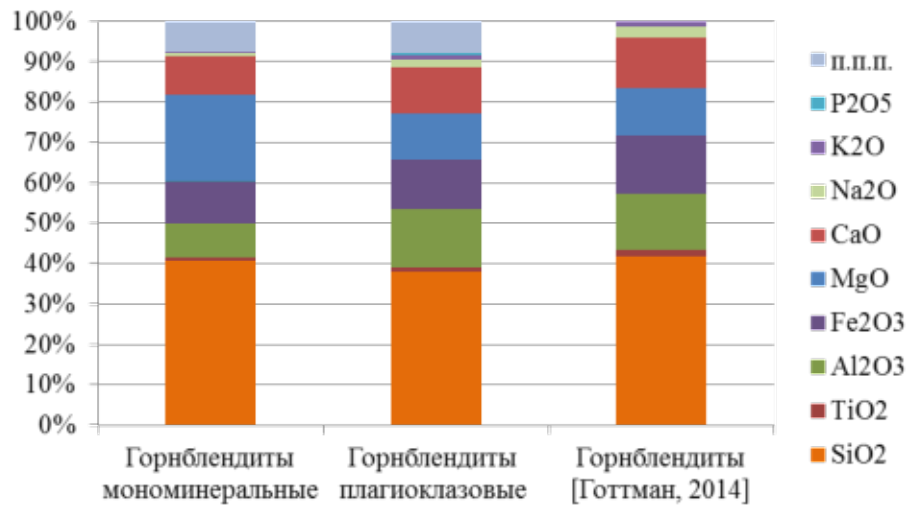


Рисунок 3.5 – Распределение главных элементов в горнблендитах Светлоборского массива

Плагиоклазовые горнблендиты, в отличие от мономинеральных, характеризуются повышенными содержаниями алюминия, титана, марганца, кальция, щелочных элементов и фосфора, пониженными – кремния и магния, что можно объяснить тем, что плагиоклазовые горнблендиты содержат 10-15% плагиоклаза. Для горнблендитов, в отличие от остальных жильных пород, характерна повышенная щелочность и повышенная железистость ($f = 21$ – горнблендиты мономинеральные и $f = 38$ – плагиоклазовые горнблендиты) [56, 57]. На рисунке 3.5 для сравнения приводятся также данные по составу горнблендитов Светлоборского массива, полученные ранее И.А. Готтман [17], которые вполне соответствуют полученным нами результатам.

Полученные данные по составу жильных пород массива представлены графически на треугольных диаграммах (рисунок 3.14), из которых следует, что на всех диаграммах поля точек диопсидитов, мономинеральных и плагиоклазовых горнблендитов отличаются значительной автономией, а значит, их можно рассматривать как взаимосвязанные, но относительно самостоятельные петрохимические системы [56].

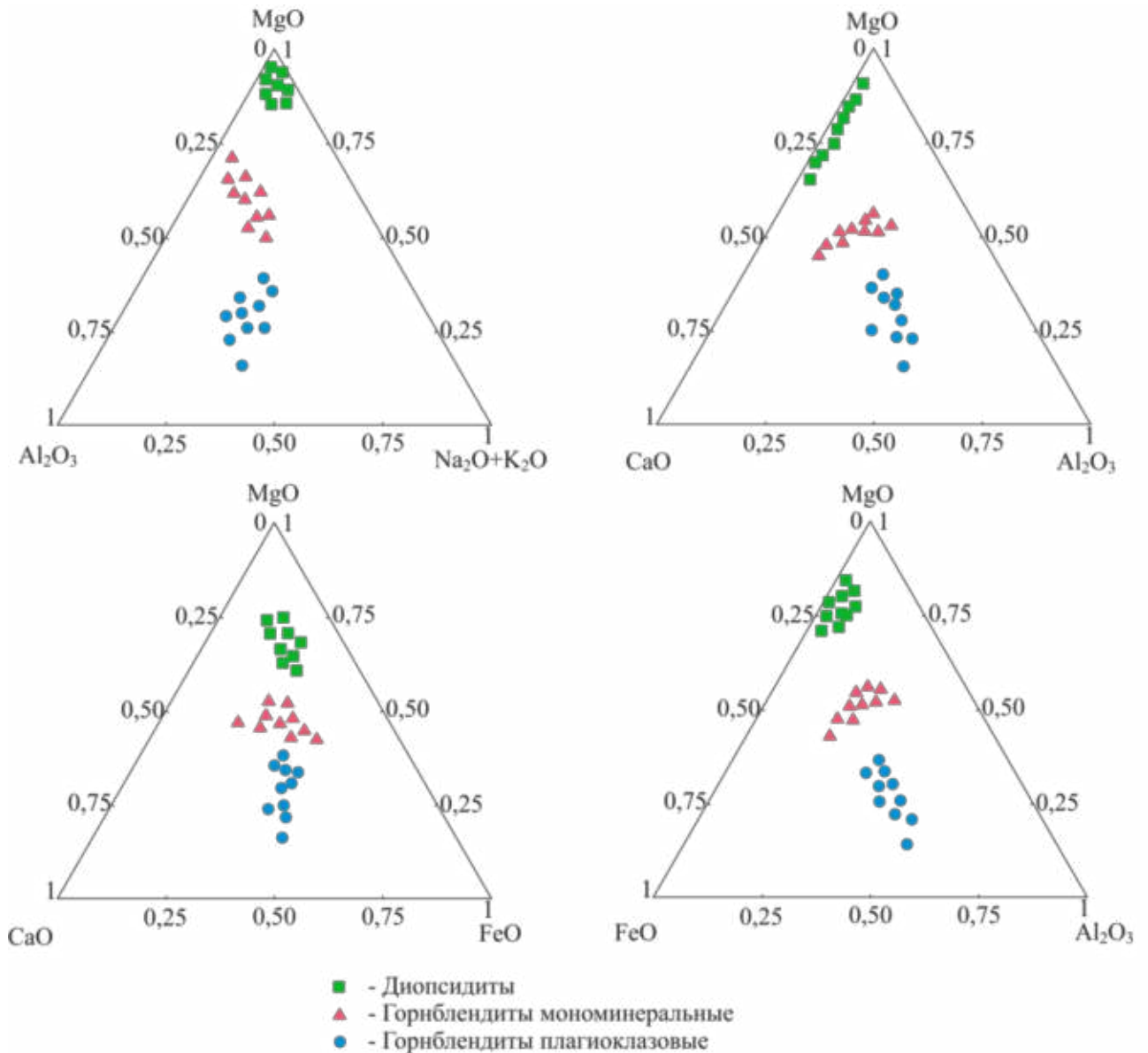


Рисунок 3.6 – Треугольные диаграммы составов жильных пород

В расположении точек фигуративных составов жильных пород и метасоматитов массива на диаграммах рисунка 3.6 наблюдается определенная последовательность смены состава пород: в порядке уменьшения содержания MgO и увеличения содержания Al_2O_3 , CaO, Fe_2O_3 и щелочных компонентов породы на диаграммах выстраиваются в следующий ряд: диопсидиты – горнблендиты мономинеральные – горнблендиты плагиоклазовые. Отмеченные закономерности изменения состава пород подтверждают приведенные в Главе 1 геологические наблюдения о последовательности внедрения жильных пород Светлоборского массива.

Серпентиновые, хлоритовые и флогопит-вермикулитовые жильные метасоматиты. Содержания главных элементов в серпентиновых, хлоритовых и флогопит-вермикулитовых метасоматитах представлены в таблицах 3.6-3.8.

Таблица 3.6 – Средние содержания главных элементов в серпентиновых метасоматитах, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	x	S
SiO ₂	35,87	32,8	32,92	37,24	34,16	36,38	36,46	35,12	1,81
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	<п.о.	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	0,08	0,49	0,49	0,32	0,67	0,30	0,37	0,39	0,19
Fe ₂ O ₃	11,06	15,53	15,58	10,99	10,28	8,87	10,95	11,89	2,61
Cr ₂ O ₃	0,33	0,11	0,11	0,17	0,35	0,66	0,37	0,30	0,19
MnO	0,22	0,12	0,12	0,15	0,21	0,17	0,22	0,17	0,04
MgO	39,81	33,71	33,75	36,00	38,84	41,83	41,58	37,93	3,46
CaO	0,13	0,03	0,03	0,70	0,64	0,69	0,67	0,41	0,33
Na ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,03	0,10	0,05	0,08	0,03
K ₂ O	н.о.	0,05	0,05	0,01	0,03	0,05	0,30	0,07	0,10
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,30	0,06	0,11
SO ₃	0,01	0,06	0,06	0,08	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03
п.п.п.	8,77	11,78	11,78	10,99	11,57	7,50	5,97	9,77	2,36
Сумма	96,42	94,83	95,03	96,79	96,86	96,61	97,25		

Таблица 3.7 – Средние содержания главных элементов в хлоритовых метасоматитах, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	x	S
SiO ₂	39,45	36,8	36,79	35,61	33,97	37,17	35,18	36,42	1,74
TiO ₂	0,25	0,56	0,13	0,06	0,18	0,18	0,07	0,20	0,17
Al ₂ O ₃	6,93	5,74	3,77	2,56	7,84	6,71	11,14	6,38	2,80
Fe ₂ O ₃	4,99	10,24	8,36	8,98	3,91	6,84	6,06	7,05	2,26
Cr ₂ O ₃	0,22	0,23	0,55	0,40	0,17	0,23	0,19	0,28	0,14
MnO	0,18	0,17	0,18	0,17	0,07	0,10	0,17	0,15	0,04
MgO	27,33	25,73	32,49	36,31	25,91	27,59	27,49	28,98	3,94
CaO	4,34	5,20	2,39	0,04	1,95	3,42	1,87	2,74	1,73
Na ₂ O	0,51	0,48	0,32	0,10	0,08	0,19	0,10	0,25	0,18
K ₂ O	0,17	0,30	0,10	0,05	0,04	0,05	0,14	0,12	0,09
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
SO ₃	0,01	0,02	0,09	0,05	н.о.	0,04	0,01	0,03	0,03
п.п.п.	11,05	9,49	10,02	12,45	16,93	13,79	12,78	12,36	2,53
Сумма	95,48	95,02	95,23	96,80	91,07	96,34	95,22		

Таблица 3.8 – Средние содержания главных элементов в флогопит-вермикулитовых метасоматитах, мас. %

	1	2	3	4	5	x	S
SiO ₂	40,14	40,19	38,34	39,98	31,78	38,09	3,61
TiO ₂	0,64	0,63	0,61	0,64	0,21	0,55	0,19
Al ₂ O ₃	8,53	8,54	7,41	8,26	3,27	7,20	2,25
Fe ₂ O ₃	7,55	7,55	7,60	7,77	7,09	7,51	0,25
Cr ₂ O ₃	0,14	0,14	0,09	0,17	0,06	0,12	0,04
MnO	0,10	0,10	0,11	0,10	0,13	0,11	0,01
MgO	18,22	18,28	15,83	17,80	24,32	18,89	3,20
CaO	12,27	12,28	13,35	12,66	9,62	12,04	1,42
Na ₂ O	0,57	0,58	0,64	0,61	0,08	0,50	0,23
K ₂ O	0,33	0,33	0,38	0,40	0,07	0,30	0,13
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01
п.п.п.	12,31	12,31	11,5	6,18	18,73	12,21	4,46
Сумма	100,83	100,96	95,89	94,59	95,41		

Примечание: x – среднее (рассчитано по медиане), S – стандартное отклонение

Из таблиц 3.6-3.8 следует, что изученные породы характеризуются неоднородностью распределения главных элементов. Для серпентиновых метасоматитов характерно повышенное содержание железа и магния. Флогопит-вермикулитовые метасоматиты характеризуются повышенным содержанием алюминия и кальция и пониженным содержанием магния. Для хлоритовых метасоматитов характерны высокие содержания алюминия, железа и кальция, но по содержания этих элементов немного ниже, чем у флогопит-вермикулитовых метасоматитов.

Полученные данные по составу метасоматитов представлены графически на треугольных диаграммах (рисунок 3.7), на которых метасоматические породы образуют дифференцированные облака точек, однако при наложении на диаграммы рисунка 3.6 они частично перекрываются с полями составов горнблендитов и диопсидитов. В частности, хлоритовые метасоматиты практически повсеместно перекрывают поля точек горнблендитов, демонстрируя петрохимически близкую к ним природу, что подтверждает геологические данные о пространственной приуроченности хлоритовых метасоматитов к мономинеральным горнблендитам [56].

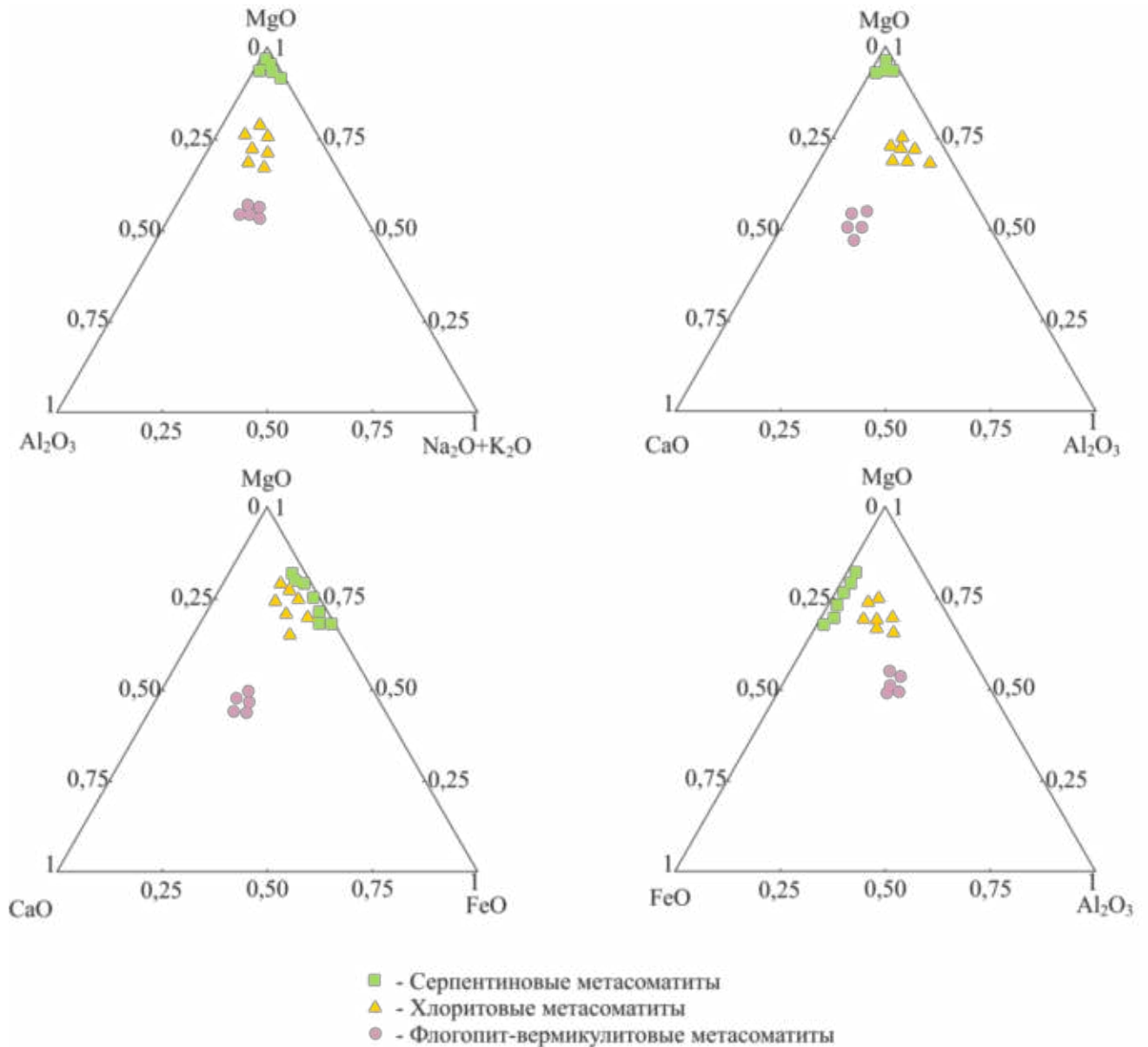


Рисунок 3.7 – Треугольные диаграммы составов метасоматитов

В расположении точек фигуративных составов метасоматитов массива, также как и на диаграммах рисунка 3.6, наблюдается определенная последовательность смены состава пород: в порядке уменьшения содержания MgO и увеличения содержания глинозема, железа, кальция и щелочных компонентов породы на диаграммах выстраиваются в ряд серпентиновые – хлоритовые – флогопит-вермикулитовые метасоматиты, что подтверждает приведенные нами в Главе 1 геологические наблюдения о последовательности внедрения жильных пород Светлоборского массива.

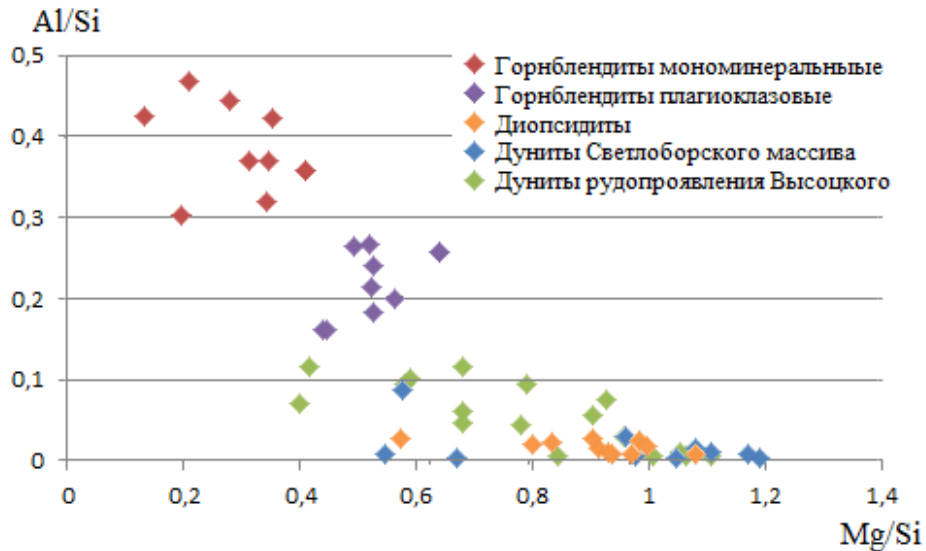


Рисунок 3.8 – Диаграмма Al/Si – Mg/Si для пород Светлоборского массива

На диаграмме Al/Si – Mg/Si (рисунок 3.8) для пород Светлоборского массива также характерен ранее описанный тренд – с уменьшением отношения Mg/Si и увеличением отношения Al/Si породы образуют следующий петрохимический ряд: дуниты Светлоборского массива – дуниты рудопроявления Высоцкого – диопсидиты – горнблендиты плагиоклазовые – горнблендиты мономинеральные.

3.2 Распределение редких элементов

3.2.1 Распределение редких элементов в дунитах

Проведенное систематическое изучение распределения редких элементов в дунитах Светлоборского массива показало, что, как и в распределении главных элементов, существуют определенные различия в уровне содержаний и характере распределения целого ряда редких элементов в двух выделенных типах светлоборских дунитов. Следует отметить, что на сегодняшний день данные о распределении редких элементов в дунитах Светлоборского массива практически отсутствуют. В отечественной и зарубежной литературе имеются лишь единичные результаты определений содержаний элементов платиновой группы [37, 83, 99] и отдельных редких элементов из фондовых материалов [146]. Этот

пробел был существенно восполнен нами в статье А.Г. Пилюгина с соавторами [63] и подробно рассмотрен в настоящей работе.

Для дунитов Светлоборского массива, в т.ч. дунитов рудопроявления Высоцкого автором методами ICP-MS и Arc-AES были определены содержания следующих редких элементов:

- элементов группы железа (V, Ni, Co, Cr, Mn);
- группы собственно транзитных элементов (Cu, Zn, Mo, W);
- группы крупноионных литофилов (Rb, Sr, Cs, Ba);
- группы высокозарядных элементов (Y, Zr, Th, Hf, Nb, U);
- группы благородных металлов (Pd, Pt, Rh, Ir, Au, Ag).
- группы редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu);

Группировка химических элементов приведена в соответствии с классификацией Г.Р. Роллинсона [133]. Полученные данные о содержании редких элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого и в дунитах Светлоборского массива представлены в таблицах А.1 и А.2 (Приложение А).

При статистической обработке результатов анализов концентрации ниже предела обнаружения прибора рассчитывались как половина предела обнаружения.

Коэффициент концентрации (K_k) рассчитывался как отношение содержания элемента в горной породе к его содержанию в примитивной мантии или как отношение содержания элемента в дунитах рудопроявления Высоцкого к содержанию в дунитах Светлоборского массива.

Элементы группы железа

Известно, что Cr, Mn, Ni, Co и в меньшей степени V являются типичными совместимыми элементами ультраосновных пород, а следовательно, распределение их зависит от общего состава пород. Содержание их в дунитах Светлоборского массива и дунитах рудопроявления Высоцкого по нашим данным в сравнении с известными аналогичными массивами ППУ представлено в таблице

3.9, а на рисунке 3.9 показано распределение элементов группы железа, нормированное на примитивную мантию по данным В. МакДону [122].

Таблица 3.9 – Средние содержания элементов группы железа в дунитах Светлоборского массива и дунитах рудопроявления Высоцкого, г/т

Элемент	Светлоборский массива (34)		Рудопроявление Высоцкого (27)		Нижнетагильский массив(8)	Нижнетагильский массив [46] (12)	Конжаковский массив [86]	Косвинский массив [86]	Примитивная мантия [122]	Коэффициент концентрации
	x	S	x	S						
V	13,9	4,4	156,1	16,40	9,65	17	30	22,44	56	11
Ni	450,0	105	927,2	96,26	1486,63	1433	1414	1381	2160	2,0
Co	39,0	14,5	124,0	26,65	110	119	134	138	112	3,2
Cr	1245,4	104,4	1867,2	159,53	7979,22	3757	3146	3146	2690	1,5
Mn	1098,6	460,3	1275,8	182,83	1063	1275,77	1417	1346	992,27	1,2

Примечание. В скобках указано количество анализов, x – среднее (рассчитано по медиане), S – стандартное отклонение.

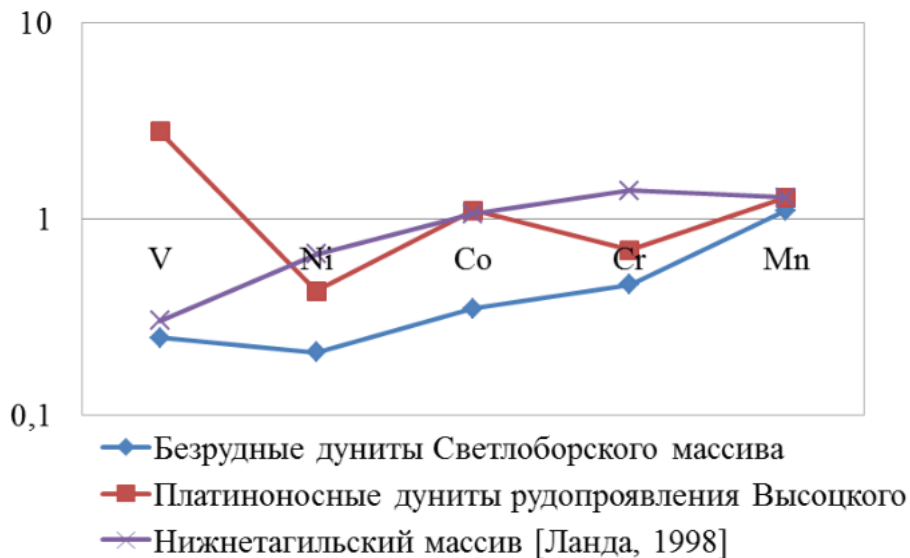


Рисунок 3.9 – Распределение элементов группы железа в дунитах, нормированное на примитивную мантию [122]

Из таблицы 3.9 следует, что содержания элементов группы железа, за исключением марганца, в дунитах Светлоборского массива значительно ниже мантийных, тогда как в дунитах рудопроявления Высоцкого содержания ванадия, кобальта и марганца существенно выше, особенно по отношению к мантии. Максимальным коэффициентом концентрации обладает ванадий, содержания которого в платиноносных дунитах рудопроявления Высоцкого в 11 раз выше,

чем в дунитах массива, что может быть связано с близостью клинопироксенитовой оболочки [58, 88].

Обращают на себя внимание умеренные содержания никеля в дунитах Светлоборского массива (450 г/т в), что является общей особенностью концентрически-зональных массивов (в т.ч. в сравнении с Кондерским, Туламинским и Инаглинским массивами) по данным [43, 107]. Тем интереснее полученные нами данные по содержанию никеля в платиноносных дунитах рудопроявления Высоцкого, которое составляет 927,24 г/т, что более, чем в 2 раза выше, чем в дунитах Светлоборского массива и также подтверждается полученными нами минералогическими данными о составе оливинов в дунитах рудопроявления (см. Главу 2).

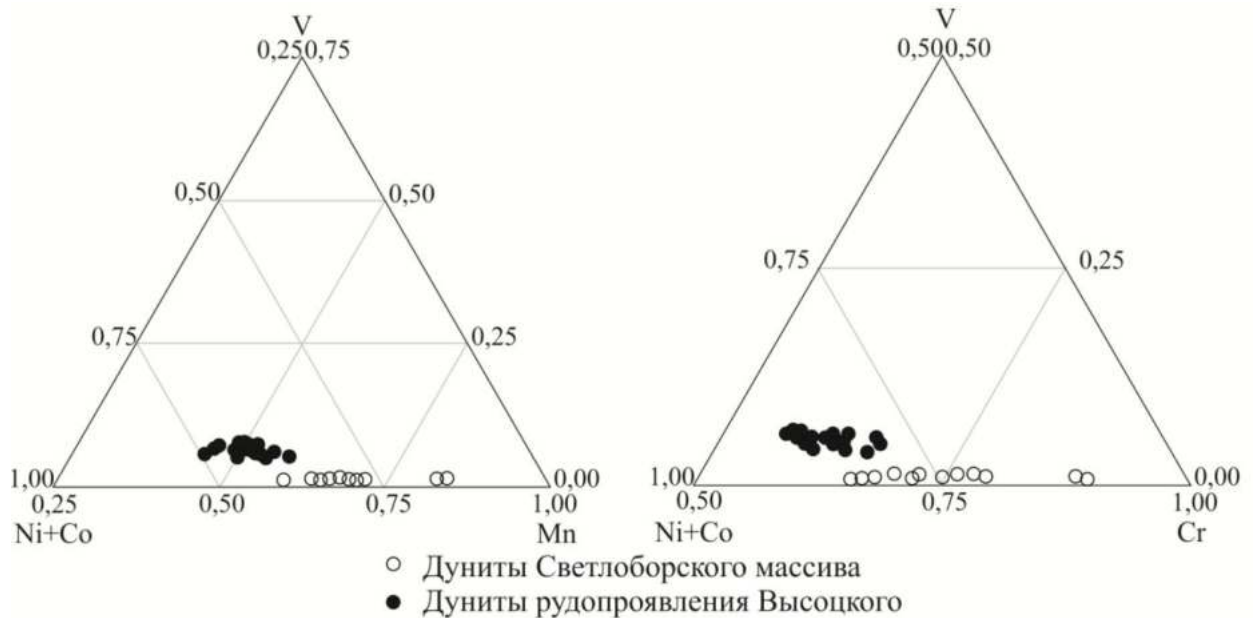


Рисунок 3.10 – Положение полей составов дунитов Светлоборского массива на диаграммах

Наглядно резкие геохимические отличия по содержанию элементов группы железа в дунитах Светлоборского массива и в платиноносных рудопроявления Высоцкого показаны на треугольных диаграммах (Ni+Co)–V–Mn и (Ni+Co)–V–Cr (рисунок 3.10), из которой также следует, что платиноносные дуниты массива на примере рудопроявления Высоцкого обогащены в большей степени ванадием, никелем и кобальтом, и в меньшей степени хромом и марганцем. Согласно минералогическим данным, представленным в Главе 2, оливины и серпентины

платиноносных дунитов Светлоборского массива обогащены никелем и в меньшей степени марганцем, повышенные содержания хрома связаны с хромшпинелидом, а ванадия – с близостью клинопироксенитовой оболочки массива и присутствием многочисленных даек диопсидитов, где ванадий входит в состав пироксенов (диопсид, авгит) и амфиболов (в качестве изоморфной примеси к железу).

Группа транзитных элементов

Среди собственно транзитных элементов нами были изучены содержания Cu, Zn, Mo и W (таблица 3.4), распределение которых в дунитах Светлоборского массива и дунитах рудопроявления Высоцкого является неоднородным. В таблице 3.10 также представлены коэффициенты концентрации элементов по отношению к мантии и друг к другу.

Таблица 3.10 – Средние содержания транзитных элементов в дунитах Светлоборского массива и дунитах рудопроявления Высоцкого, г/т

Элемент	Светлоборский массив (34)		Рудопроявление Высоцкого (27)		Нижнетагильский массив (8)	Примитивная мантия [122]	Кк	Кк _{СБ}	Кк _{РПВ}
	х	S	х	S					
Cu	21	2,22	41	7,10	20,9	11	2,0	2	4
Zn	71	2,25	140	18,2	43,8	65	2,0	1	2
Mo	1,7	1,15	3,5	1,28	-	0,05	2,1	34	70
W	2,4	0,56	5	1,18	-	0,0072	2,1	333	694

Примечание. В скобках указано количество анализов, х – среднее (рассчитано по медиане), S – стандартное отклонение, Кк – отношение содержания элемента в дунитах рудопроявления Высоцкого к содержанию в дунитах Светлоборского массива; Кк_{СБ} – отношение содержания элемента в дунитах Светлоборского массива к содержанию в примитивной мантии; Кк_{РПВ} – отношение содержания элемента в дунитах рудопроявления Высоцкого к содержанию в примитивной мантии.

На рисунке 3.11 представлено распределение транзитных элементов в дунитах Светлоборского массива и дунитах рудопроявления Высоцкого, нормированное на примитивную мантию по данным В. МакДону [122].

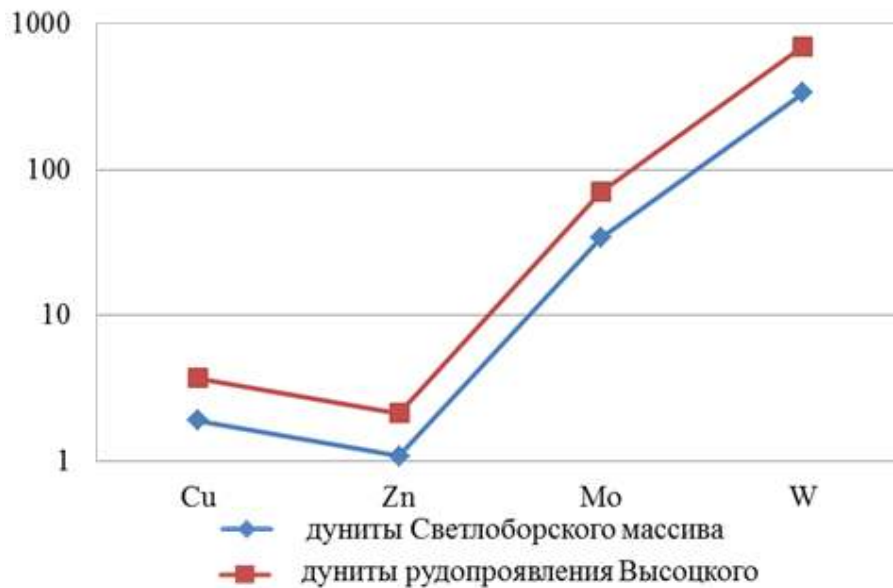


Рисунок 3.11 – Распределение Cu, Zn, Mo и W в дунитах, нормированные на примитивную мантию [122]

Из таблицы 3.10 и графика на рисунке 3.11 следует, что содержание меди, цинка, молибдена и вольфрама в дунитах рудопроявления Высоцкого в среднем в 2 раза выше, чем в дунитах Светлоборского массива. При этом особенный интерес вызывает резкое обогащение дунитов Светлоборского массива молибденом и вольфрамом относительно примитивной мантии: более чем в 30 раз для безрудных и 70 раз для платиноносных дунитов для молибдена и более чем в 300-400 для безрудных и в 600 раз для платиноносных дунитов для вольфрама.

В целом для меди, цинка, молибдена и вольфрама характерны резко дифференцированные коэффициенты накопления и нестабильный характер распределения в дунитах Светлоборского массива. Данные элементы являются нетипичными для дунитов, тем не менее, можно предположить, что их появление в составе дунитов связано с внедрением в дуниты жильных пород, главным образом, горнблендиты.

Группа крупноионных литофилов

Среди крупноионных литофильных элементов нами были изучены содержания Rb, Sr, Cs и Ba, представленные в таблице 3.11.

Таблица 3.11 – Средние содержания крупноионных литофилов в дунитах Светлоборского массива и дунитах рудопроявления Высоцкого, г/т

Элемент	Светлоборский массива (34)		Рудопроявление Высоцкого (27)		Примитивная мантия [122]	Кк	КкСБ	КкРПВ
	x	S	x	S				
Rb	1	0,9	2,75	0,46	1,9	2,8	0,5	1,4
Sr	4,55	2,56	42,81	26,8	49	9,4	0,1	0,9
Cs	0,05	0,06	0,05	0,06	0,01	1,0	5,0	5,0
Ba	11,2	2,83	7,2	7,6	33	0,6	0,2	0,3

Примечание. См. примечания к табл. 3.10

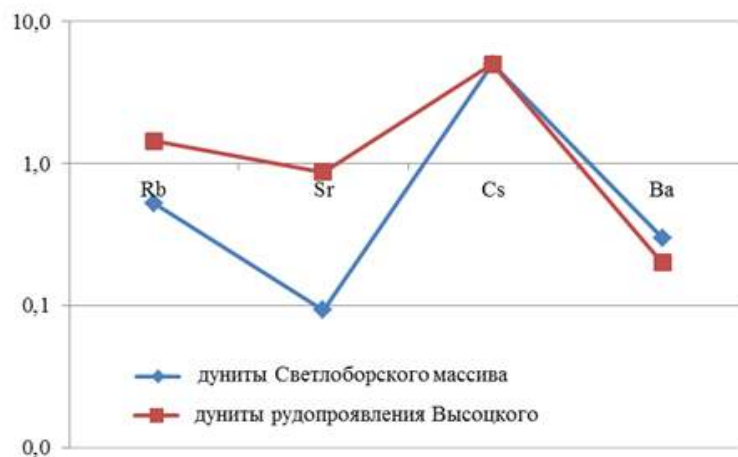


Рисунок 3.12 – Распределение крупноионных литофилов в дунитах, нормированные на примитивную мантию [122]

Из таблицы 3.11 и рисунка 3.12 следует, что характер распределения крупноионных литофильных элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого и дунитах Светлоборского массива несколько отличается. Содержание стронция и рубидия в дунитах рудопроявления Высоцкого (42,8 и 2,75 г/т) в несколько раз выше их содержания в дунитах массива (4,55 и 1,0 г/т соответственно); содержание цезия практически не изменяется (0,05 г/т), а содержание бария наоборот уменьшается от 11,2 г/т в дунитах Светлоборского массива до 7,2 г/т в

дунитах рудопроявления Высоцкого. Повышенные содержания рубидия и стронция в дунитах рудопроявления Высоцкого можно объяснить широким развитием даек мономинеральных и плагиоклазовых горнблендитов, а также хлоритовых и флогопит-вермикулитовых метасоматитов в дунитах из зон развития жильных пород, где данные элемент входят в состав плагиоклазов и флогопита.

Группа высокозарядных элементов

Средние содержания высокозарядных элементов Y, Zr, Th, Hf, Nb и U представлены в таблице 3.12, а также показано на рисунке 3.12. Из полученных нами данных следует, что дуниты рудопроявления Высоцкого характеризуются повышенными содержаниями Y, Zr, Th, Hf и пониженными Nb и U относительно дунитов Светлоборского массива. По нашим данным содержания перечисленных элементов в дунитах Светлоборского массива значительно выше содержаний этих элементов в дунитах Нижнетагильского массива (рисунок 3.13), где они встречаются в предельно низких концентрациях (многие ниже предела обнаружения), за исключением циркония, концентрации которого также гораздо ниже по сравнению со Светлоборским массивом [110, 125].

Таблица 3.12 – Средние содержания высокозарядных элементов в дунитах Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого, г/т

Элемент	Светлоборский массив (34)		Рудопроявление Высоцкого (27)		Нижнетагильский массив (8)	Примитивная мантия [122]	Коэффициент концентрации
	x	S	x	S			
Y	0,343	1,98	4,373	1,44	0,07	4,4	13
Zr	1,295	1,32	8,797	2,4	1,08	21	7
Nb	0,25	0,15	0,25	0,12	0,05	4,8	1
Th	0,05	0,12	0,234	0,16	0,03	0,71	5
U	0,05	0,24	0,05	0,15	0,03	0,12	1
Hf	0,049	0,02	0,249	0,21	0,05	0,27	5

Примечание. См. примечания к табл. 3.10

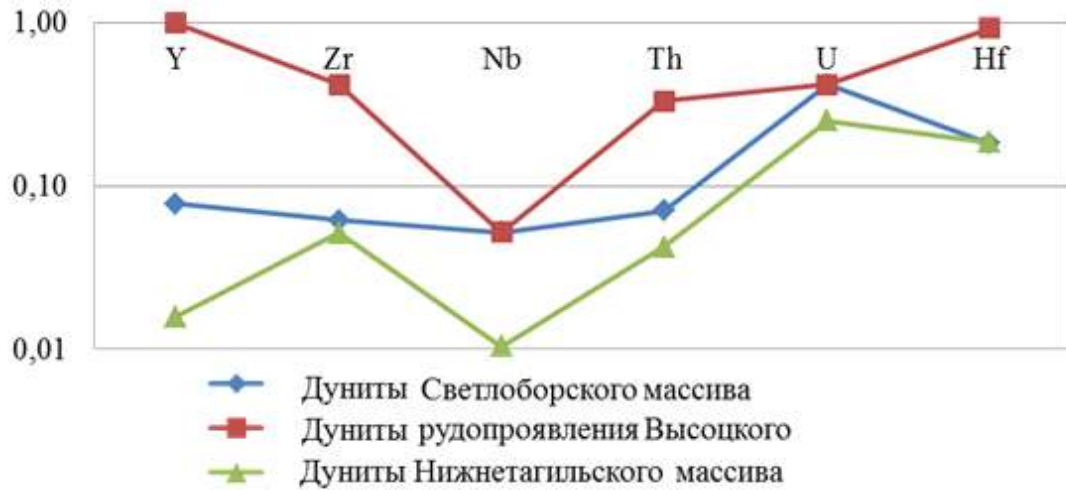


Рисунок 3.13 – Распределение высокозарядных элементов в дунитах, нормированные на примитивную мантию [122]

Таким образом, дуниты рудопроявления Высоцкого отличаются повышенными содержаниями Y ($K_k = 13$), Zr ($K_k = 7$), Th ($K_k = 5$) и Hf ($K_k = 5$), которые являются несовместимыми с дунитами элементами и привносятся в них, очевидно, многочисленными дайками и жильными породами, секущими массив.

Из рисунка 3.14 следует, что наиболее контрастными содержаниями в дунитах Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого характеризуются никель, кобальт, хром, ванадий, цинк, рубидий и стронций, при этом в дунитах рудопроявления Высоцкого по сравнению с дунитами Светлоборского массива увеличивается содержание совместимых элементов – платины в 8 раз, никеля, кобальта и марганца в 2-3 раза, хрома в 1,5 раза, ванадия в 11 раз.

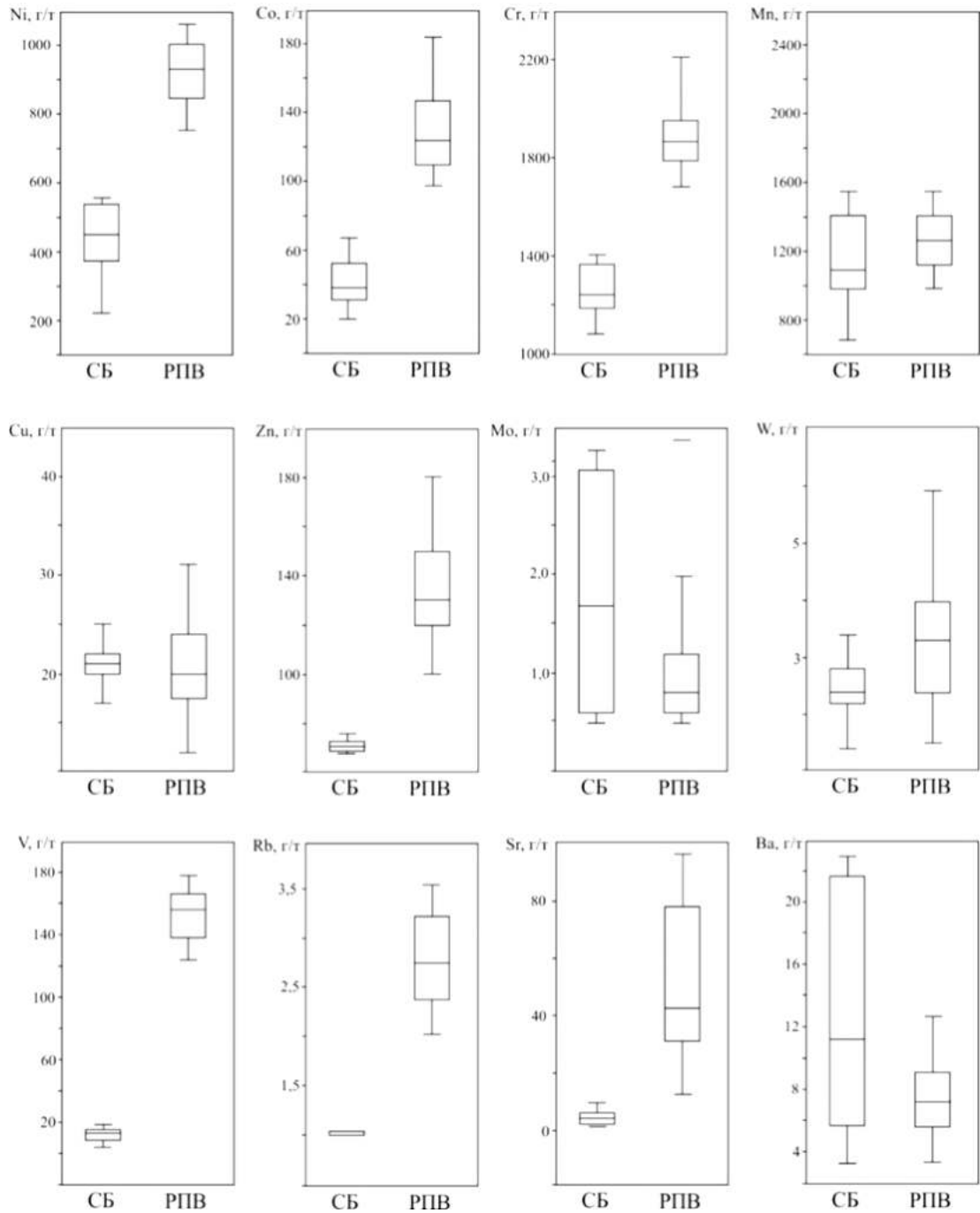


Рисунок 3.14 – Графики распределения химических элементов в дунитах:

СБ – Светлоборского массива, РПВ – рудопроявления Высоцкого

Несовместимые в целом с дунитами редкие элементы характеризуются резко дифференцированными коэффициентами накопления и нестабильным характером распределения в дунитах Светлоборского массива. По результатам опробования содержание этих элементов повышается в дунитах при приближении к контактам даек горнблендитов и в меньшей степени диопсидитов (см. Глава 5).

Группа благородных металлов

Результаты определения содержаний платиновых металлов и золота в рудных дунитах рудопроявления Высоцкого представлены в таблице 3.14. Распределение элементов платиновой группы в пределах рудных зон соответствует схеме $Os < Ru < Rh < Ir < Pd < Pt$ и отличается достаточно неравномерным характером [63, 109].

Таблица 3.14 – Содержания элементов платиновой группы, золота и серебра дунитах рудопроявления Высоцкого Светлоборского массива, мг/т

№	Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Ag	Pt/Pd	∑ЭПГ	∑БМ
1	160	5	<2	<2	12	28	32	165	205
2	220	5	<2	<2	5	32	44	225	262
3	80	10	<2	<2	21	24	8	90	135
4	120	10	<2	<2	16	24	12	130	170
5	90	82	<2	<2	32	21	1,1	172	225
6	170	90	<2	<2	18	15	1,9	260	293
7	140	54	<2	<2	20	24	2,6	194	238
8	180	79	5	13	31	5	2,3	277	308
9	180	4,9	4,8	<2	5	5	37	189,7	194,7
10	222	6,2	2,1	3	5	28	36	233,3	266,3
11	130	<2	3,1	1	25	25	-	134,1	184,1
12	1010	12	8,1	8,3	29	29	84	1038,4	1096,4
13	100	<2	4,1	3,4	21	21	-	107,5	149,5
14	1450	10	<2	<2	400	18	145	1460	1878
15	330	5	<2	<2	5	16	66	335	356
16	730	14	7,6	5,6	5	5	52	757,2	762,2
17	140	5	<2	<2	5	12	28	145	162
х	170	10	1	1	18	21	32	194	238
х _{СБ}	20	3	4	1	5	15	6,7	28	48
Кк	8,5	3	0,3	1	3,6	1,4			

Примечание. ЦЛ ВСЕГЕИ, ICP-MS. Порог чувствительности 2 мг/т, для серебра 10 мг/т, х – среднее (рассчитано по медиане) для проб 1-11, х_{СБ} – среднее содержание в дунитах Светлоборского массива, S – стандартное отклонение, Кк – коэффициент концентрации

Разброс значений составляет от 80 до 1450 мг/т. Среднее содержание платины в проанализированных образцах дунитов из рудопроявления Высоцкого составило 170 мг/т. Повышенные концентрации платины в дунитах сопровождаются увеличением значений содержаний других платиновых металлов и золота. Максимальное содержание золота в дунитах составляет 400 мг/т [63].

Обращает на себя внимание преимущественно палладий-платиновая специфика дунитов рудопроявления Высоцкого. Повышенное отношение Pt/Pd, равное 32, по сравнению, например, с Нижнетагильским массивом, где Pt/Pd = 9 [63, 64], также как и значительное преобладание суммы легкоплавких платиноидов над тугоплавкими, отличает платинометалльное оруденение дунитов Светлоборского массива от широко известного нижнетагильского хромит-платинового типа коренного оруденения зональных мафит-ультрамафитовых комплексов. Сравнение содержаний ЭПГ в дунитах Светлоборского и Нижнетагильского массивов выполнено на графике нормированных к хондриту C1 содержаний элементов платиновой группы (рисунок 3.17).

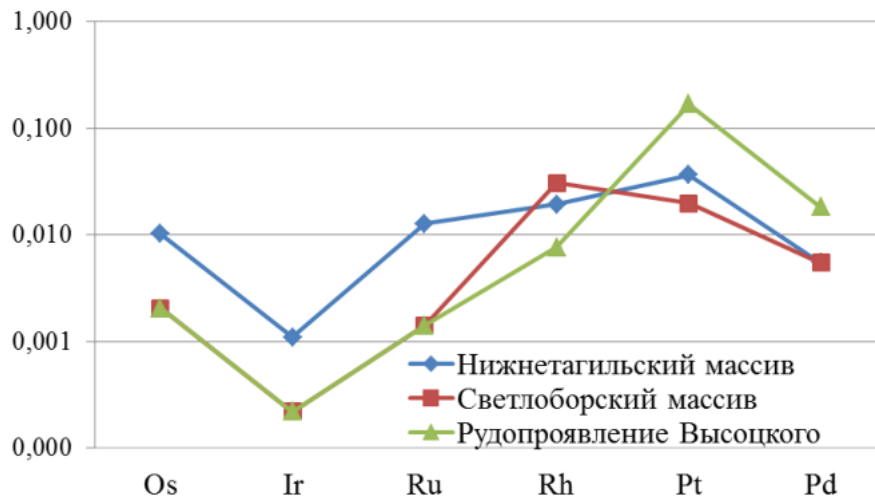


Рисунок 3.17 – Распределение ЭПГ в дунитах Светлоборского и Нижнетагильского массивов

Из графика следует, что платинометалльное оруденение дунитов Светлоборского массива имеет «М-образный» профиль распределения элементов платиновой группы [47], свойственный породам зональных комплексов, характеризуется резким преобладанием платины над всеми платиновыми

металлами, а также повышенными концентрациями палладия и пониженными – иридия и родия.

Платиновая минерализация Светлоборского массива изучалась в работах Н.Д. Толстых, Ю.М. Телегина, А.П. Козлова, А.Г. Пилюгина [6, 37, 38, 61, 63, 77, 82], по данным которых минералы платиновых металлов представлены, главным образом, платино-железистыми сплавами, прежде всего изоферроплатиной. Размер зерен платиноидов составляет в пределах рудной зоны 10-100 мкм, а в наиболее обогащенных участках до 1 мм [82].

3.2.2 Распределение редких элементов в жильных породах

В качестве исходных данных для написания данного раздела были использованы аналитические результаты ООО «Проспектор», полученные при опробовании 20-ти канав в ходе поисково-разведочных работ 2006-2013 гг. на рудопроявлении Высоцкого.

Проанализированы содержания элементов группы железа (V, Ni, Co, Cr, Mn) и группы транзитных элементов (Cu, Zn, Mo, W) в следующих породах: диопсидиты (36 проб), горнблендиты мономинеральные (31 проба), горнблендиты плагиоклазовые (38 проб), серпентиновые метасоматиты (35 проб), хлоритовые метасоматиты (39 проб), флогопит-вермикулитовые метасоматиты (34 пробы). Содержания данных элементов в жильных породах и метасоматитах приведены в таблицах Б.1-Б.6 (Приложение Б).

Интерес к изучению редких элементов в жильных породах Светлоборского массива возник в связи с полученными данными о повышенных содержаниях некоторых несовместимых редких элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого. Данные по содержанию и распределению редких элементов в жильных породах (за исключением данных по горнблендитам) и метасоматитах Светлоборского массива приводятся впервые.

Элементы группы железа

Содержание элементов группы железа (V, Ni, Co, Cr, Mn) в жильных породах и метасоматитах Светлоборского массива приведено в таблице 3.16.

Таблица 3.16 – Средние содержания элементов группы железа в жильных породах, метасоматитах и дунитах Светлоборского массива, г/т

№	Порода	Кол-во проб	V	Ni	Co	Cr	Mn
1	Флогопит-вермикулитовые метасоматиты	34	83	78	28	515	720
2	Хлоритовые метасоматиты	39	67	220	58	830	990
3	Серпентиновые метасоматиты	35	96	360	91	1400	1200
4	Горнблендиты плагиоклазовые	38	140	175	86	910	1200
5	Горнблендиты мономинеральные	31	130	280	71	1100	1400
6	Диопсидиты	36	244	190	81	945	1200
7	Дуниты рудопоявления Высоцкого	27	156	927	124	1867	1276
8	Дуниты Светлоборского массива	34	14	450	39	1245	1099

Данные, приведенные в таблице 3.16, показывают, что источником повышенных содержаний ванадия ($K_k = 11$) в платиноносных дунитах рудопоявления Высоцкого могли служить клинопироксениты массива, обладающие максимальными содержаниями этого элемента (244 г/т).

По данным В.Г. Фоминых ванадий содержится в клинопироксенах диопсидитов, а также изоморфно замещает железо в магнетите, реже в титаномагнетите [88]. Повышенные содержания никеля и кобальта в серпентиновых метасоматитах связаны, вероятно, с процессами серпентинизации и выветривания массива и более значительным перераспределением этих компонентов в пределах зон, пронизанных дайковыми породами. Источником несколько повышенных содержаний марганца в дунитах могли служить горнблендиты массива, в которых содержания этого элемента составляют 1200-1400 г/т. По нашим данным, горнблендиты массива содержат такие марганцевые амфиболы, как гастингсит и паргасит (Глава 2).

Группа транзитных элементов

Содержание транзитных элементов в жильных породах и метасоматитах Светлоборского массива приведено в таблице 3.17.

Таблица 3.17 – Средние содержания транзитных элементов в жильных породах, метасоматитах и дунитах Светлоборского массива, г/т

№	Порода	Кол-во проб	Cu	Zn	Mo	W
1	Флогопит-вермикулитовые метасоматиты	34	21	63	0,85	1,7
2	Хлоритовые метасоматиты	39	18	70	2,0	2,8
3	Серпентиновые метасоматиты	35	29	95	1,1	3,0
4	Горнблендиты плагиоклазовые	38	45	128	7,2	3,6
5	Горнблендиты мономинеральные	31	28	184	7,1	3,7
6	Диопсидиты	36	45	98	1,1	3,4
7	Дуниты рудопроявления Высоцкого	27	41	140	3,5	5
8	Дуниты Светлоборского массива	34	21	71	1,7	2,4

Из полученных нами данных следует, что из всех изученных нами типов жильных пород и метасоматитов Светлоборского массива, максимальными средними содержаниями цинка, молибдена и вольфрама характеризуются мономинеральные и плагиоклазовые горнблендиты (г/т: Zn 184 и 128; Mo 3,4 и 4,1; W 3,7 и 3,6 соответственно), а медь, помимо плагиоклазовых горнблендитов, обладает высокими содержаниями также в диопсидитах (45 г/т). По всей видимости, именно эти разновидности жильных пород служили источниками несовместимых с дунитами транзитных элементов, которыми обогащены платиноносные дуниты рудопроявлений массива.

Для определения взаимосвязей между отдельными химическими элементами в дунитах, а затем и в жильных породах, нами проводился корреляционный и факторный анализ данных.

Матрица коэффициентов корреляции дунитов Светлоборского массива представлена в таблице 3.18, из которой следует, что платина не обнаруживает значимых коэффициентов корреляции с ни с одним из изученных элементов.

Таблица 3.18 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в дунитах Светлоборского массива ($r_{\text{знач}} = 0,46$, для 95%-й вероятности, 19 проб)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	-0,39	1,00									
Ni	-0,03	-0,32	1,00								
Co	-0,19	0,59	-0,16	1,00							
Cr	0,02	0,04	0,55	0,19	1,00						
Mn	-0,36	0,53	-0,13	0,62	-0,10	1,00					
Cu	0,29	-0,13	0,05	0,60	0,38	0,04	1,00				
Zn	-0,29	-0,11	0,34	-0,18	-0,07	-0,06	-0,18	1,00			
Mo	-0,08	0,30	0,23	0,66	0,45	0,47	0,45	-0,07	1,00		
W	-0,32	0,55	0,07	0,39	0,18	0,67	-0,26	-0,19	0,54	1,00	
P	-0,24	0,41	-0,09	0,42	0,27	0,72	0,14	-0,04	0,57	0,47	1,00

Тем интереснее данные по дунитам рудопроявления Высоцкого, в которых рудноносный процесс приводит к появлению значимых корреляционных связей между различными элементами (таблица 3.19).

Таблица 3.19 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого ($r_{\text{знач}} = 0,14$ для 95%-й вероятности, 204 пробы)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	0,03	1,00									
Ni	0,24	-0,03	1,00								
Co	0,19	-0,14	0,62	1,00							
Cr	0,34	-0,11	0,31	0,31	1,00						
Mn	0,27	-0,07	0,15	0,27	0,31	1,00					
Cu	-0,07	0,19	-0,12	-0,15	-0,14	0,01	1,00				
Zn	0,20	-0,13	0,24	0,23	0,10	0,14	0,23	1,00			
Mo	0,07	-0,01	0,13	0,10	0,05	0,09	0,03	0,01	1,00		
W	0,17	0,00	0,29	0,27	0,15	0,15	0,04	0,16	0,01	1,00	
P	0,19	-0,32	0,15	0,31	0,23	0,27	-0,16	0,23	0,08	0,17	1,00

Анализ данных по дунитам рудопроявления Высоцкого (таблица 3.20) показал, что платина имеет значимые положительные коэффициенты корреляции с совместимыми с дунитами элементами: хромом ($r = 0,34$), марганцем ($r = 0,27$), никелем ($r = 0,24$), кобальтом ($r = 0,19$) и несовместимыми с дунитами элементами цинком ($r = 0,20$), фосфором ($r = 0,19$) и вольфрамом ($r = 0,17$).

Для элементов группы железа (никель, кобальт, хром и марганец), а также фосфора, вольфрама и цинка характерны положительные коэффициенты корреляции друг с другом, поэтому их можно выделить в рудную геохимическую ассоциацию.

При этом, выделяются две группы элементов: первая – элементы, которые характерны собственно для дунитов (Ni, Co, Cr, Mn) и вторая – элементы, которые поступают в дуниты, вероятнее всего, из дайково-жильных пород массива, прежде всего горнблендитов, поскольку именно там эти элементы характеризуются максимальными содержаниями (P, W, Zn).

Поэтому первую группу элементов можно назвать «дунитовой» (Ni, Co, Cr, Mn), а вторую – «горнблендитовой».

Выделенные ассоциация и группы элементов подтверждаются также результатами факторного анализа (рисунок 3.18), который показал отсутствие каких-либо закономерностей в распределении химических элементов в валовых пробах дунитов Светлоборского массива, тогда как по пробам рудопроявления Высоцкого совершенно четко выделяются вышеперечисленные группы элементов «дунитовой» ассоциации, а также по-видимому, «клинопироксенитовая» ассоциация элементов, в которую входят характерный для диопсидитов ванадий, а также сульфидные медь и свинец (рисунок 3.19).

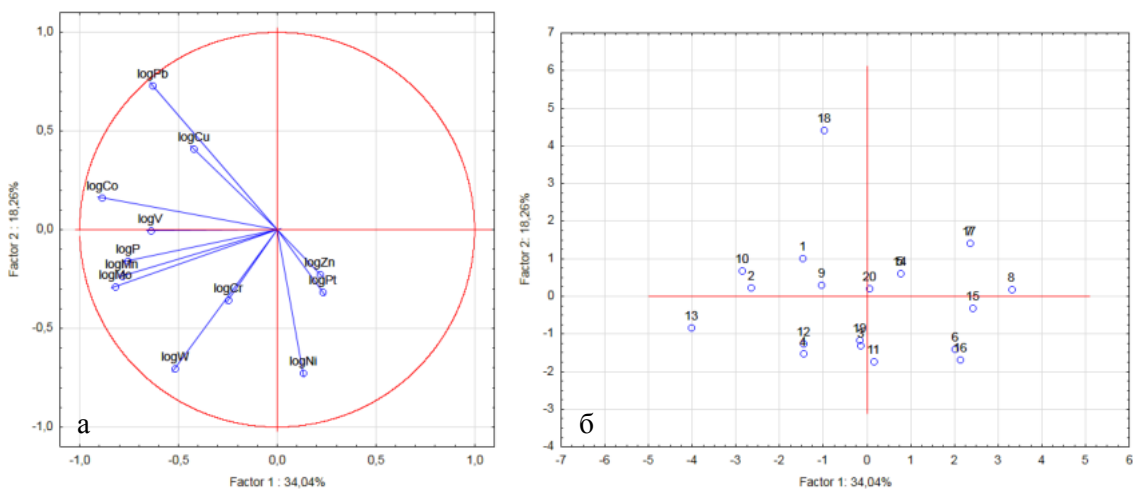


Рисунок 3.18 – Дуниты Светлоборского массива: а) диаграмма факторных нагрузок; б) – диаграмма значений факторов

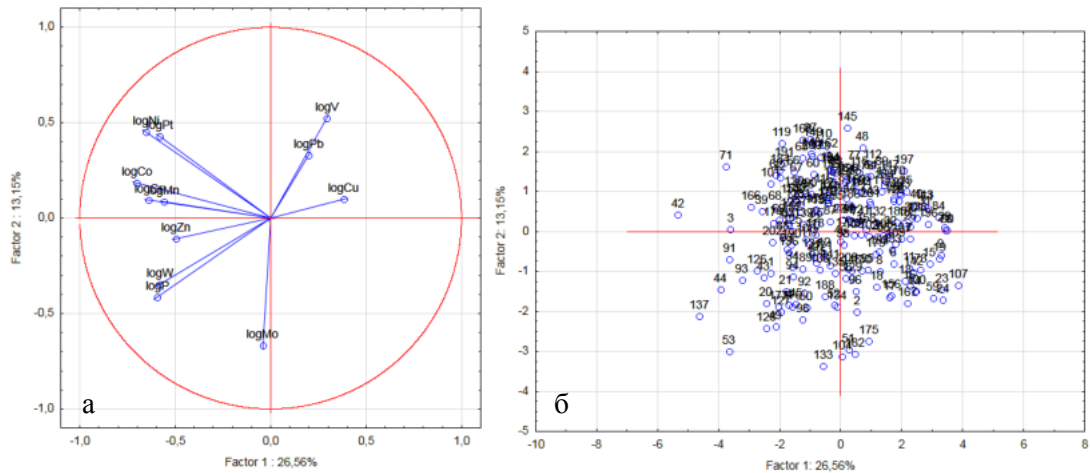


Рисунок 3.19 – Дуниты рудопроявления Высоцкого: а) диаграмма факторных нагрузок; б) – диаграмма значений факторов

Для подтверждения связей между горнблендитовой группой элементов «дунитовой» ассоциации с собственно горнблендитами нами был проведен корреляционный анализ проб жильных пород (таблицы 3.20-3.22) и метасоматитов, матрицы корреляций которых представлены в таблицах В.1-В.3 (Приложение В), также для диопсидитов и горнблендитов мономинеральных и плагиоклазовых был проведен факторный анализ (рисунки 3.20-3.22).

Таблица 3.20 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в диопсидитах ($r_{\text{знач}} = 0,33$ для 95%-й вероятности, 36 проб)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	-0,23	1,00									
Ni	-0,10	0,01	1,00								
Co	0,23	-0,17	-0,19	1,00							
Cr	0,33	-0,32	0,09	0,22	1,00						
Mn	-0,18	-0,12	0,03	-0,30	-0,32	1,00					
Cu	-0,02	-0,05	-0,26	-0,11	-0,16	0,00	1,00				
Zn	0,08	-0,15	-0,25	0,13	0,23	0,10	-0,02	1,00			
Mo	-0,27	0,13	0,08	-0,30	-0,52	0,21	0,41	-0,39	1,00		
W	0,07	-0,22	-0,13	0,20	0,05	0,24	-0,18	0,38	-0,09	1,00	
P	0,08	0,04	-0,10	0,26	-0,01	0,21	-0,11	0,37	-0,01	0,46	1,00

Таблица 3.21 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в горнблендитах мономинеральных ($r_{\text{знач}} = 0,33$ для 95%-й вероятности, 36 проб)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	0,08	1,00									
Ni	0,64	0,02	1,00								
Co	0,81	0,07	0,64	1,00							
Cr	-0,11	0,25	-0,01	-0,11	1,00						
Mn	0,00	0,60	-0,11	0,02	0,30	1,00					
Cu	-0,27	0,08	0,01	-0,25	0,09	-0,12	1,00				
Zn	0,62	0,15	0,35	0,59	0,04	0,13	-0,17	1,00			
Mo	-0,03	-0,03	0,07	-0,12	-0,15	-0,02	0,09	-0,09	1,00		
W	0,71	-0,08	0,46	0,59	-0,16	0,11	-0,32	0,54	-0,01	1,00	
P	-0,05	0,53	-0,17	-0,01	-0,09	0,53	0,17	0,09	0,08	-0,01	1,00

Таблица 3.22 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в горнблендитах плагиоклазовых ($r_{\text{знач}} = 0,30$ для 95%-й вероятности, 38 проб)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	0,33	1,00									
Ni	-0,08	-0,17	1,00								
Co	0,11	0,12	0,32	1,00							
Cr	-0,01	-0,40	-0,03	-0,13	1,00						
Mn	0,09	0,10	0,24	0,29	0,06	1,00					
Cu	0,15	0,33	0,02	0,00	-0,23	0,09	1,00				
Zn	0,37	-0,07	-0,02	-0,09	0,17	0,10	0,26	1,00			
Mo	-0,17	0,06	-0,18	0,02	0,10	-0,10	-0,14	0,03	1,00		
W	0,32	-0,27	0,10	-0,10	0,26	-0,22	-0,22	0,16	-0,10	1,00	
P	0,00	0,46	0,20	0,27	0,01	0,42	0,48	0,07	0,09	-0,41	1,00

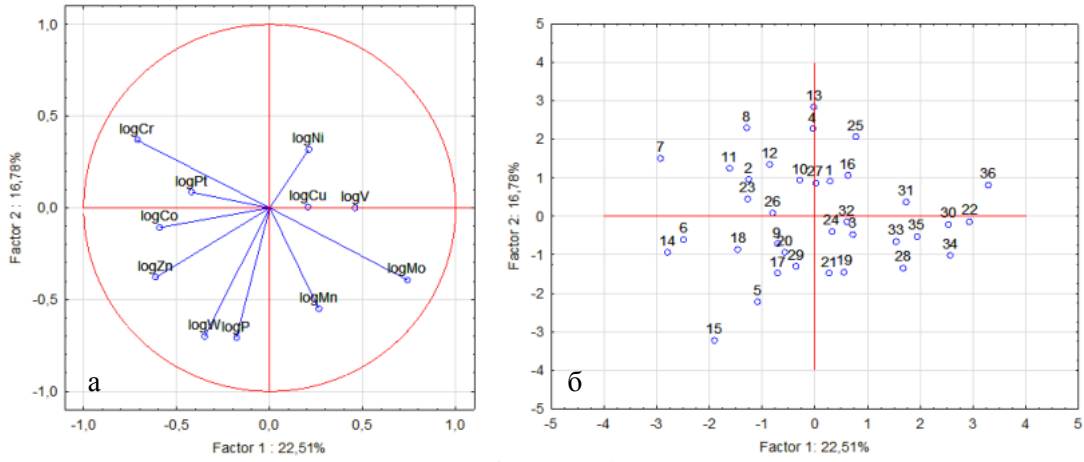


Рисунок 3.20 – Диопсидиты: а) диаграмма факторных нагрузок; б) – диаграмма значений факторов

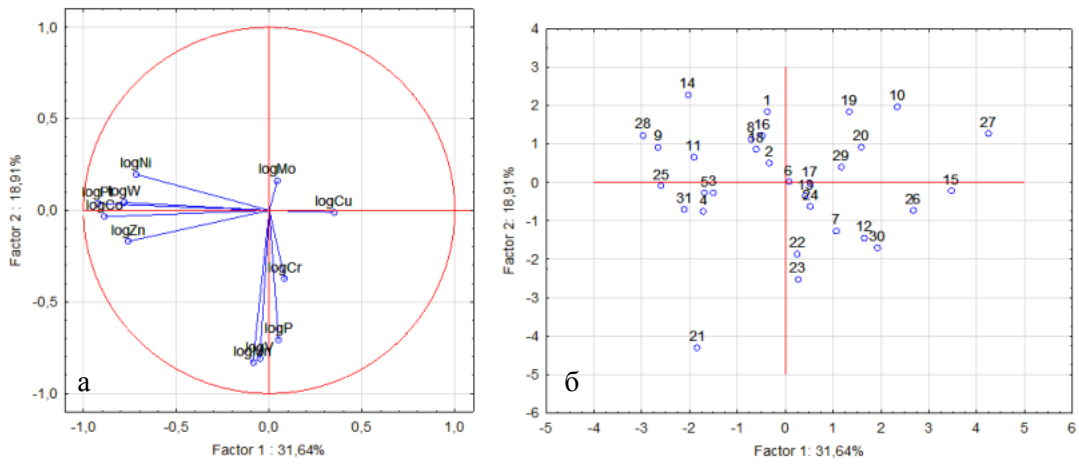


Рисунок 3.21 – Горнблендиты мономинеральные: а) диаграмма факторных нагрузок; б) – диаграмма значений факторов

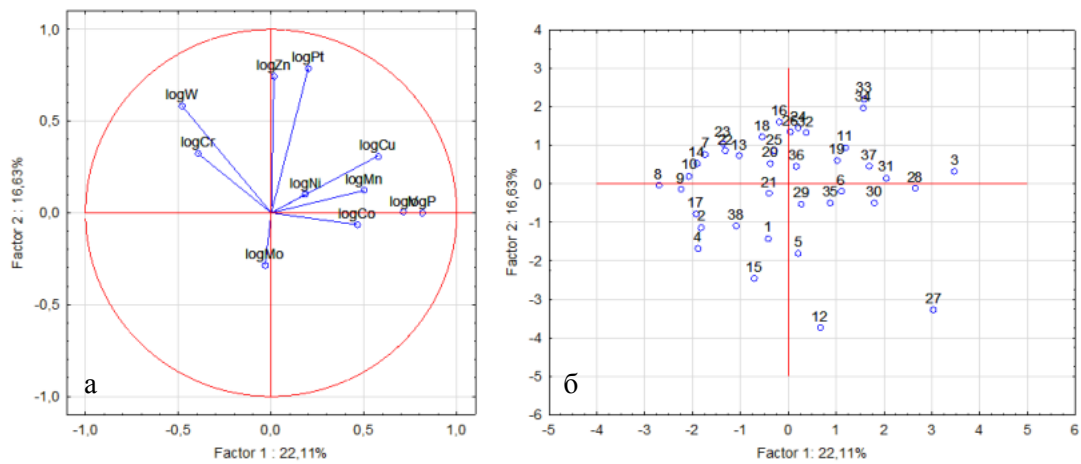


Рисунок 3.22 – Горнблендиты плагиоклазовые: а) диаграмма факторных нагрузок; б) диаграмма значений факторов

Из результатов проведенных корреляционного и факторного анализов следует, что платина не имеет значимых коэффициентов корреляции в другими элементами диопсидитов (таблица 3.20, рисунок 3.20), в то время, как в горнблендитах она сохраняет максимальное количество положительных коэффициентов корреляции с выделенными элементами. В мономинеральных горнблендитах это Ni, Co, Zn и W (рисунок 3.21), а в плагиоклазовых горнблендитах – Zn и W (рисунок 3.22). Наличие этих зависимостей может говорить о родственном характере корреляционных связей между горнблендитовой группой элементов в дунитах и собственно в горнблендитах, что также подтверждается результатами опробования канав, где содержания этих элементов в дунитах увеличиваются по мере приближения к зоне контакта с дайками и жилами (см. Глава 5).

Таким образом, в дунитах рудопроявления Высоцкого индикаторными элементами платинометалльного оруденения можно считать проявляющие положительные корреляции и накапливающиеся совместно с платиной элементы рудной ассоциации, состоящей из двух геохимических групп элементов – «дунитовой» (Cr, Mn, Ni, Co) и «горнблендитовой» (Zn, P, W).

Положительные корреляционные связи платины с хромом объясняются присутствием части платиновых металлов в составе хромшпинелида в дунитах; с никелем и кобальтом – с частичным перераспределением этих элементов совместно с платиной в ходе процессов серпентинизации, о чем говорят также высокие корреляционные связи платины с никелем и кобальтом в серпентиновых метасоматитах (Приложение В); с марганцем – возможно также с процессами серпентинизации, а также с влиянием даек и жил горнблендитов, в которых по нашим минералогическим данным (Глава 2) часть амфиболов представлена марганецсодержащими гастингситом и паргаситом.

Слабые положительные корреляции платины с фосфором и цинком обязаны своим происхождением, вероятно, появлению зерен апатита и сульфидов в дунитах в зонах развития жильных пород в результате контактового взаимодействия с ними, развитию по дунитам многочисленных прожилковых

слюдистых метасоматитов, минералы которых содержат изоморфные примеси цинка.

3.3 Распределение редкоземельных элементов в дунитах и жильных породах

Изучение геохимии редкоземельных элементов при исследовании состава ультраосновных пород играет важную роль, так как РЗЭ являются общепризнанными геохимическими индикаторами геодинамических обстановок, петрогенетических процессов и условий рудообразования, так как характер их распределения отражает источники и способы формирования горных пород [50, 74].

Дуниты Светлоборского массива, как и дуниты других зональных массивов, характеризуются концентрациями редкоземельных элементов ниже мантийных [87, 126], при этом для дунитов рудопроявления Высоцкого характерны повышенные в среднем в 5-15 раз содержания в них редкоземельных элементов (таблица 3.13, рисунок 3.15), что отличает их от дунитов Светлоборского массива. Таблица 3.13 – Средние содержания редкоземельных элементов в дунитах Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого, г/т

Элемент	Дуниты рудопроявления Высоцкого (27)	Дуниты Светлоборского массива (20)	Коэффициент концентрации
La	2,000	0,331	6
Ce	4,121	0,310	13
Pr	0,980	0,072	14
Nd	4,226	0,273	15
Sm	0,700	0,069	10
Eu	0,219	0,023	10
Gd	0,860	0,064	14
Tb	0,078	0,010	8
Dy	0,540	0,030	18
Ho	0,094	0,010	9
Er	0,150	0,024	6
Tm	0,058	0,008	8
Yb	0,260	0,032	8
Lu	0,021	0,005	5
\sum (La – Eu)	12,246	1,078	11
\sum (Gd – Lu)	2,061	0,183	13
\sum (La – Lu)	14,307	1,261	12

Таблица 3.14 – Средние содержания редкоземельных элементов в жильных породах Светлоборского массива, г/т

Элемент	Горнблендиты плагноклазовые (18)	Горнблендиты мономинеральные (15)	Горнблендиты [17]	Брекчированные клинопироксениты (13)	Верлиты (15)	Клинопироксениты рудопроявления Высоцкого (15)	Диопсидиты (14)
La	33,8	4,25	2,85	5,61	3,51	2,32	0,87
Ce	70,3	11,48	9,43	15,8	10,90	5,60	2,48
Pr	9,56	3,16	1,77	2,62	2,05	0,88	0,39
Nd	40,6	14,2	12,3	13,4	11,00	4,48	2,13
Sm	10,1	5,01	3,33	4,12	4,02	1,19	0,77
Eu	2,83	1,52	1,06	1,39	1,13	0,48	0,20
Gd	8,24	3,68	2,97	3,97	3,30	1,12	0,58
Tb	1,05	0,46	0,44	0,66	0,49	0,21	0,095
Dy	5,77	2,65	2,84	3,28	2,60	0,93	0,49
Ho	1,15	0,62	0,55	0,70	0,51	0,20	0,083
Er	2,92	1,04	1,14	1,72	1,12	0,42	0,21
Tm	0,43	0,18	0,16	0,20	0,16	0,052	0,025
Yb	2,63	1,21	1,00	1,48	0,93	0,35	0,16
Lu	0,36	0,2	0,13	0,26	0,14	0,059	0,02
\sum (La – Eu)	167,19	39,62	30,74	42,94	32,61	14,95	9,25
\sum (Gd – Lu)	22,55	10,04	9,23	12,27	9,25	3,341	1,66
\sum (La – Lu)	189,74	49,66	39,97	55,21	41,86	18,291	8,503

Примечание. В скобках указано количество анализов, ЦЛ ВСЕГЕИ

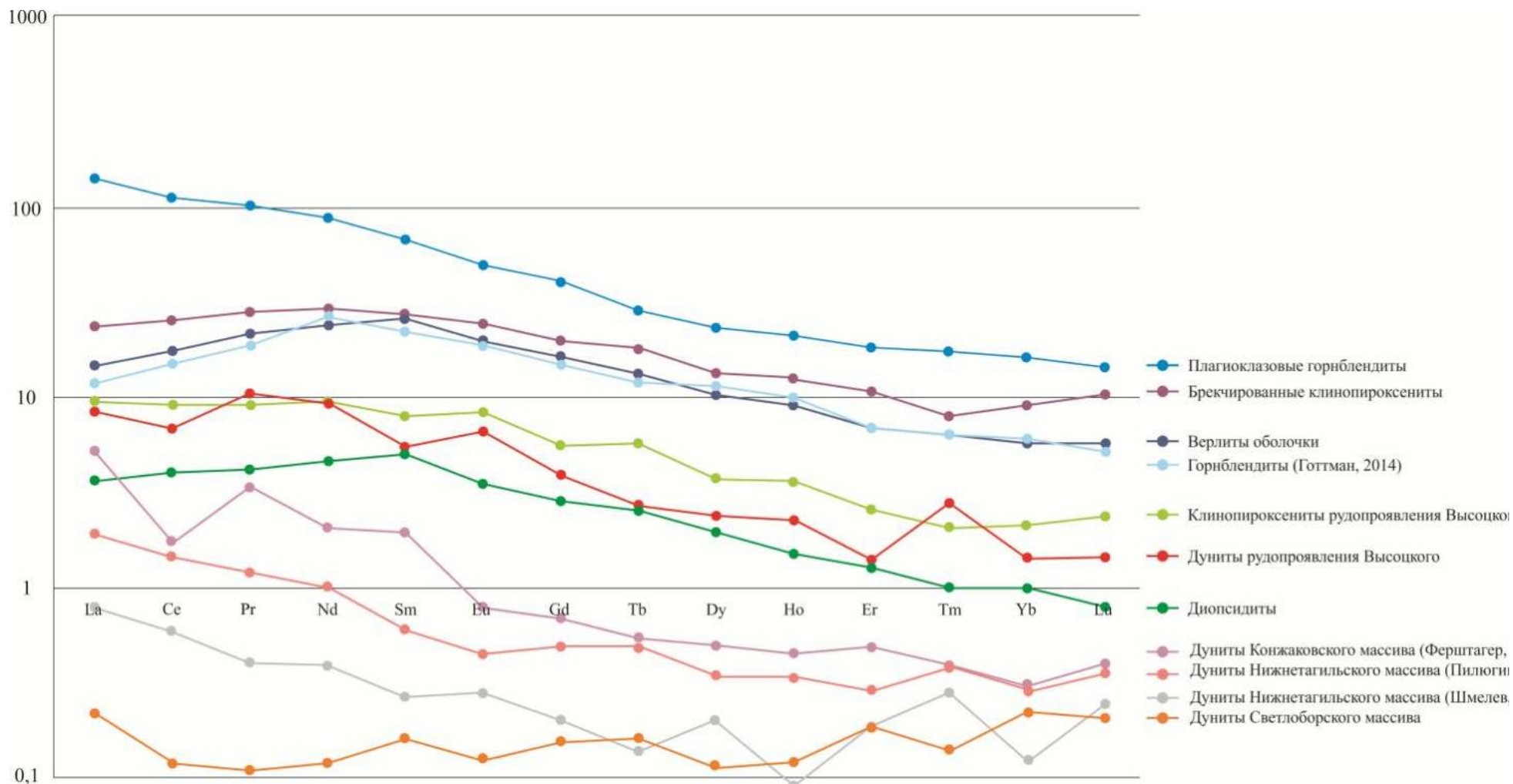


Рисунок 3.15 – Распределение РЗЭ в породах Светлоборского массива, нормированных на примитивную мантию по В. МакДону [122]

На рисунке 3.15 представлены нормированные содержания редкоземельных элементов в дунитах и жильных горнблендитах Светлоборского массива, а также для сравнения приводятся данные других авторов. По графикам отчетливо видно, полученные нами данные по уровню содержания и характеру спектра РЗЭ дунитов Светлоборского массива хорошо согласуются с данными по Нижнетагильскому массиву.

Максимальными содержаниями редкоземельных элементов для всех изученных пород обладают горнблендиты плагиоклазовые, соответственно они вероятнее всего и являются источником повышенных содержаний РЗЭ в дунитах рудопроявления Высоцкого.

Содержание РЗЭ в породах Светлоборского массива уменьшается в ряду: горнблендиты плагиоклазовые, горнблендиты мономинеральные, диопсидиты рудопроявления Высоцкого, дуниты рудопроявления Высоцкого, безрудные дуниты Светлоборского массива, при этом выражена асимметрия нормированных спектров, связанная с обогащенностью пород легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых.

РЗЭ в дунитах. По нашим данным [58, 63], редкоземельные элементы в дунитах Светлоборского массива характеризуются преимущественно отрицательными корреляционными связями с элементами группы железа (Mn, Fe, Co, Ni) за исключением V, с которым коэффициент корреляции достигает +0,99. Транзитные элементы с РЗЭ значимых коэффициентов корреляции не обнаруживают. Из группы крупноионных литофилов хорошую положительную связь с РЗЭ показывают Sr ($r = 0,96$) и Ba ($r = 0,88$); Rb коррелируется с легкими РЗЭ ($r = 0,94$), Cs же не коррелируется вовсе. Из группы высокозарядных элементов практически все с редкими землями не связаны, за исключением титана ($r = 0,99$) и иттрия ($r = 0,99$).

Высокий уровень РЗЭ в дунитах рудопроявления Высоцкого Светлоборского массива по сравнению с дунитами Светлоборского массива и тесная корреляция с крупноионными литофильными элементами, которые являются наиболее подвижными в геологических системах [133], говорят о том,

что в процессе вторичных изменений дунитов лантаноиды, особенно легкие, вели себя как относительно подвижные компоненты.

Известно, что дуниты большинства мафит-ультрамафитовых массивов представляют собой интенсивно деплетированный продукт частичного плавления верхнемантийных протолитов [50, 132]. При этом, в целом для дунитов характерен очень низкий общий уровень накопления РЗЭ, который примерно на порядок ниже, чем в примитивной мантии, что характерно для безрудных дунитов Светлоборского массива (рисунок 3.14).

Долгое время спектры РЗЭ в ультрамафитах интерпретировались исключительно в рамках модели процесса частичного плавления – для характеристики выплавки тугоплавкого остатка [111].

Вполне очевидно, что подобное аномальное обогащение ультрамафитовых реститов из массивов легкими РЗЭ находится в противоречии с моделью частичного плавления мантийных источников, так как в результате такого плавления уровень накопления легких РЗЭ обязательно должен быть ниже, чем уровень средних и тяжелых элементов.

Поэтому были выдвинуты гипотезы о сложном флюидно-магматическом, гидротермально-метасоматическом и рестит-расплавном взаимодействиях; о разных трендах фракционирования в минералах и в межзерновом пространстве; об эпигенетическом воздействии океанической и метеорной воды [50]. Также существуют представления о взаимодействии истощенного мантийного вещества с кислыми расплавами [104], часть исследователей придерживается версии о контаминации мантийного вещества коровым материалом [106].

По данным Ф.П. Леснова относительное обогащение некоторых дунитов легкими РЗЭ может быть обусловлено их эпигенетическим перераспределением под влиянием различных флюидов, приводившем к различному по интенсивности выщелачиванию, переносу и последующему отложению подвижных элементов в микротрещинах и межзерновом пространстве пород [50].

По нашим данным дуниты рудопроявления Высоцкого обогащаются редкоземельными элементами, особенно легкими, в ходе выявленных

эпигенетических процессов, включая процессы динамометаморфизма, серпентинизацию и различные гидротермальные преобразования, связанные с циркуляцией флюидов, в том числе при гидротермально-метасоматическом преобразовании дунитов, сопровождающимся новообразованиями амфибола и клинопироксена [59].

Отмеченные закономерности распределения РЗЭ в дунитах обусловлены как минимум двумя факторами:

1) особенностями распределения РЗЭ-содержащих минералов (амфиболов, клинопироксенов) в дунитах, количество которых увеличивается в околожильном пространстве горнблендитов и клинопироксенитов, что подтверждается нашими петрографическими и геохимическими данными. Выделяются три основные формы нахождения РЗЭ в минералах: 1) поверхностная адсорбция, 2) окклюзия, 3) образование твердых растворов [76].

2) особенностями распределения этих примесей в оливинах, которые в ряду других породообразующих минералов магматических пород отличаются наиболее низкой «лантанофильностью», т.е. способностью накапливать в своей структуре РЗЭ [49, 50]. По литературным данным в оливинах из различных типов пород содержание РЗЭ обычно не превышает 0,01 х.н. и несколько выше [50].

РЗЭ в клинопироксенитах. Как следует из представленных данных суммарные содержания РЗЭ в клинопироксенитах Светлоборского массива варьируют в достаточно широком интервале: брекчированные клинопироксениты 55,21 г/т, клинопироксениты рудопроявления Высоцкого 18,291 г/т, диопсидиты 8,5 г/т.

Исходя из характера редкоземельных спектров клинопироксенитов можно заключить, что уровень накопления РЗЭ превышает их уровень в примитивной мантии. По конфигурации и положению спектров на диаграммах можно выявить некоторые различия между клинопироксенитами Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого.

В отношении генезиса клинопироксенитов, входящих в состав концентрически-зональных массивов, существуют различные точки зрения. По

Ф.П. Леснову [50] клинопироксениты, подобно верлитам и другим разновидностям гибридных пород в составе полигенных мафит-ультрамафитовых массивов, образовались в результате сложных магмометасоматических преобразований ультрамафитовых реститов под влиянием прорывающих их габброидных интрузивов. Можно предположить, что редкоземельный состав клинопироксенитов, как и их общий химический состав, определялся интенсивностью процессов смешения (интеграции) компонентов ультрамафитовых реститов и тех компонентов, которые привносились в систему мафитовыми расплавами и их флюидами. Существенные колебания в пропорциях компонентов, возникавшие при подобном смешении твердых реститов и расплава, очевидно, являются главной причиной неоднородности химического состава клинопироксенитов [48, 50].

РЗЭ в горнблендитах. Горнблендиты плагиоклазовые и мономинеральные характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ: горнблендиты мономинеральные – 72,50 г/т, плагиоклазовые – 198,56 г/т, а также прямыми монотонными спектрами их распределения, что указывает на их образование в результате деплетирования при процессах частичного плавления.

Внедрение горнблендитов во вмещающие породы оказывает существенное влияние на их обогащение РЗЭ и проявляется в увеличении содержаний в них несовместимых элементов, в особенности легких РЗЭ, что может быть связано с диффузионным метасоматозом [100, 124]. Предполагается, что катионный обмен начинается на магматическом этапе кристаллизации, а заканчивается в субсолидусных условиях, при этом происходит обогащение амфибола хромом [17].

Выводы по главе 3

1. Дуниты Светлоборского массива являются петрохимическими аналогами дунитов концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала, однако отличаются по отношению к ним повышенной железистостью (например, по сравнению с нижнетагильскими дунитами) и характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , что обусловлено широко проявленными в них процессами амфиболизации и флогопитизации. Наиболее высокие средние содержания этих элементов наблюдаются в платиноносных зонах массива, в том числе в краевых тонкозернистых дунитах рудопроявления Высоцкого.

2. Помимо собственно содержаний главных химических элементов, отличаются и взаимоотношения между основными оксидами в дунитах Светлоборского массива и рудопроявления Высоцкого. В тех и других наблюдается закономерное уменьшение содержания SiO_2 с увеличением содержания MgO , что в принципе характерно для всех массивов Платиноносного пояса Урала, при этом тренды Al_2O_3 , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 резко отличаются: в дунитах Светлоборского массива они характеризуются достаточно неоднородным составом, зависящим от содержания MgO , а в дунитах рудопроявления Высоцкого содержание всех этих элементов варьирует в достаточно широких пределах. Таким образом, петрохимическая специфика светлоборских дунитов, в том числе из зон платиноносности, определяется не столько содержанием в них магния, железа и кремнезема, сколько вариациями содержаний Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , Na_2O и P_2O_5 и геохимическими индикаторами.

3. В порядке уменьшения содержания MgO и увеличения содержания глинозема, кальция, железа и щелочных компонентов жильные разновидности пород Светлоборского массива выстраиваются в ряды: диопсидиты – горнблендиты мономинеральные – горнблендиты плагиоклазовые, метасоматиты серпентиновые – хлоритовые – флогопит-вермикулитовые. Отмеченные закономерности изменения состава подтверждают геологические наблюдения о последовательности внедрения жильных пород Светлоборского массива, отмеченные в Главе 1.

4. Дуниты Светлоборского массива, в отличие от дунитов рудопроявления Высоцкого, характеризуются в целом мантийными значениями содержаний элементов группы железа и транзитных элементов. Они обеднены относительно мантии крупноионными литофилами и высокозарядными элементами, являющимися несовместимыми для ультрамафитового расплава.

5. Дуниты рудопроявления Высоцкого по отношению к дунитам массива обогащены совместимыми с дунитами транзитными элементами – элементами группы железа ванадием, никелем и кобальтом и в меньшей степени хромом и марганцем. Максимальным коэффициентом концентрации обладает ванадий, содержания которого в дунитах рудопроявления Высоцкого в 11 раз выше, чем в дунитах Светлоборского массива, что может быть связано с близостью клинопироксенитовой оболочки к рудопроявлению Высоцкого. Повышенные содержания никеля, кобальта и марганца подтверждаются также нашими минералогическими данными по составу оливина и серпентина рудопроявления Высоцкого, представленными в Главе 2.

6. Дуниты Светлоборского массива на примере рудопроявления Высоцкого характеризуются повышенными содержаниями несовместимых с дунитами элементов по сравнению с безрудными дунитами: собственно транзитных элементов – меди, цинка, молибдена и вольфрама в 2 раза, высокозарядных иттрия в 13 раз, циркония, тория и гафния в 5 раз, крупноионных литофильных элементов – стронция в 9 раз, рубидия в 3 раза, легких РЗЭ (La-Eu) и тяжелых РЗЭ (Gd-Lu) в 11 раз. В целом несовместимые редкие элементы характеризуются резко дифференцированными коэффициентами накопления и неоднородным характером распределения в дунитах Светлоборского массива.

7. Хром, марганец, никель и кобальт, а также цинк, фосфор и вольфрам в дунитах имеют значимые положительные коэффициенты корреляции с платиной и друг с другом и могут быть выделены в рудную геохимическую ассоциацию, включающей две группы элементов: «дунитовую» и «горнблендитовую». Жильные горнблендиты массива характеризуются тем же набором типоморфных

элементов: мономинеральные (Ni, Co, Zn и W), плагиоклазовые (Zn и W), что и дуниты рудопроявления Высоцкого.

8. На трехкомпонентных диаграммах (Ni+Co)–V–Mn и (Ni+Co)–V–Cr дуниты рудопроявления Высоцкого и дуниты Светлоборского массива образуют дискретные поля точек, что позволяет использовать эти диаграммы для первичной разбраковки пород массива на рудные и безрудные по содержанию транзитных элементов.

9. Из всех изученных нами типов жильных пород и метасоматитов Светлоборского массива максимальными средними содержаниями несовместимых для дунитов редких элементов обладают мономинеральные и плагиоклазовые горнблендиты, г/т: Zn 184 и 128; Mo 3,4 и 4,1; W 3,7 и 3,6 соответственно. Платина имеет в них значимые положительные коэффициенты корреляции с цинком и вольфрамом, а в мономинеральных горнблендитах также с никелем и кобальтом.

10. Элементы, выделенные в составе дунитовой (Cr, Ni, Co, Mn) и горнблендитовой (Zn, W, P) групп рудной ассоциации элементов являются индикаторными элементами платинометалльного оруденения в пределах Светлоборского массива и могут быть использованы при проведении технологического картирования.

11. Медь и ванадий обладают высокими содержаниями в диопсидитах (45 и 244 г/т соответственно). Очевидно, именно эти породы послужили источниками несовместимых с дунитами транзитных элементов, которыми обогащены платиноносные дуниты рудопроявлений массива. На факторных диаграммах они четко обособляются в отдельную ассоциацию химических элементов Cu, V, Pb, которую можно назвать «клинопироксенитовой».

12. Среднее содержание платины в дунитах рудопроявления Высоцкого составляет 170 мг/т при разбросе значений от 80 до 1450 мг/т. Повышенные концентрации платины в дунитах сопровождаются увеличением значений содержаний других платиновых металлов и золота. Распределение ЭПГ в пределах рудных зон достаточно неравномерное и соответствует схеме

Os < Ru < Rh < Ir < Pd < Pt. Максимальное содержание золота в дунитах составляет 400 мг/т, форма его нахождения в дунитах не установлена. Повышенное отношение Pt/Pd, равное 37, также, как и значительное преобладание суммы легкоплавких платиноидов над тугоплавкими, отличает платинометалльное оруденение дунитов Светлоборского массива от широко известного нижнетагильского хромит-платинового типа коренного оруденения зональных мафит-ультрамафитовых комплексов.

13. Спектры распределения редкоземельных элементов дунитов рудопроявления Высоцкого и горнблендитов свидетельствуют о том, что внедрение горнблендитов оказывает существенное влияние на обогащение дунитов РЗЭ, увеличивая их содержания в 11 раз, при этом содержания легких РЗЭ существенно преобладают.

Первое защищаемое положение

Индикаторами платинометалльного оруденения в дунитах Светлоборского массива являются накапливающиеся совместно с платиной элементы двух ассоциаций: «дунитовой» (Cr, Mn, Ni, Co) и «горнблендитовой» (Zn, W, P), вместе составляющих рудную геохимическую ассоциацию. В состав безрудной «клинопироксенитовой» ассоциации входят V, Cu и Pb.

Второе защищаемое положение

Формирование рудной «горнблендитовой» ассоциации Pt-Zn-W-P в дунитах происходит в результате процессов гидротермально-метасоматического воздействия, связанного с жильными породами, главным образом горнблендитами и диопсидитами, приводящего к значительному увеличению содержания в дунитах Светлоборского массива несовместимых для них элементов: Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Y, Hf, Th и РЗЭ.

ГЛАВА 4 ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЙНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭЛЮВИАЛЬНО- ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОЦКОГО СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА

Территория Светлоборского массива практически полностью перекрыта сплошным чехлом четвертичных отложений, мощность которых составляет 2-10 м, а на отдельных участках развиты коры выветривания дунитов мощностью до 25 м, что сильно осложняет проведение геологоразведочных работ. Кроме того, дуниты массива характеризуются почти полным отсутствием хромититовых шпиров, являющихся на других массивах Платиноносного пояса Урала, например на Нижнетагильском, четким визуальным признаком наличия платинометалльного оруденения. Поэтому на территории Светлоборского массива, помимо прямого штучного опробования коренных пород, для поиска коренного платинометалльного оруденения впервые для массивов Платиноносного пояса Урала была проведена литогеохимическая съемка, по результатам которой в итоге была выделена минерализованная зона рудопроявления Высоцкого [147].

Литогеохимические работы на Светлоборском массиве проводились ЗАО «Урал-МПГ» в период 2006-2009 гг. [147] с целью определения содержаний платины, палладия, золота и ряда сопутствующих элементов, опробование было проведено по предварительно подготовленной сети.

В пределах центральной части Светлоборского массива литогеохимическое опробование по вторичным ореолам выявило лишь единичные аномальные пробы, поэтому для выявления аномалий потребовалось сгущение сети, повторное опробование и проходка канав. В центральной части Светлоборского массива развиты процессы перекристаллизации дунитов, поэтому хромититовые образования и платина распределены крайне неравномерно, следовательно, литогеохимия может быть эффективна только при частой сети опробования.

При опробовании проводился отбор рыхлого глинистого и песчано-глинистого элювиально-делювиального материала из подпочвенного слоя весом

200-300 г по сети 200×40 м со сгущением сети на отдельных, наиболее аномальных участках, до размера ячейки 100×40 м. Отдельные профили, заложенные на расстоянии 400 м друг от друга, пересекают массив, захватывая не только дуниты ядра массива, но и клинопироксениты оболочки массива.

В ходе литогеохимических работ было получено 1163 пробы, из которых 171 были отобраны непосредственно на рудопроявлении Высоцкого. Процесс обработки проб включал в себя сушку отобранного материала, просеивание через сито 80 меш, истирание до 0,074 мм, квартование пробы с получением двух навесок весом около 100-150 г. Данные пробы были проанализированы на содержание Pt, Pd, Au пробирным анализом в лаборатории Лэйкфилд (ЮАР) и спектральным анализом на ряд редких элементов в ОАО «Уральская центральная лаборатория». При интерпретации данных опробования по вторичным ореолам для более детального изучения был выбран участок рудопроявления Высоцкого, характеризующийся широким развитием жильных пород.

Обработка и интерпретация исходных геохимических данных осуществлялась методами математической статистики с применением современного программного обеспечения, включающим в себя программы Statistica 10.0 и Surfer 13.0. Полученные в результате анализов данные, были использованы для изучения особенностей распределения благородных металлов и редких элементов в элювиальных и делювиально-элювиальных отложениях.

В таблице 4.1 представлены средние содержания Pt, Pd, Au и редких элементов в элювиальных и делювиально-элювиальных отложениях в сравнении с геохимическим фоном, рассчитанным для Светлоборского массива. Геохимический фон был рассчитан по 848 анализам, фоновые концентрации химических элементов, рассчитывались как медианные значения в выборке [1].

Таблица 4.1 – Средние содержания Pt, Pd, Au и редких элементов в элювиальных и делювиально-элювиальных отложениях рудопроявления Высоцкого, г/т

Элемент	Pt	Pd	Au	Ag	Cr	Mn	Ni	Co	V	Ti	Cu	Zn	Ba	Sr	Pb	P
Рудопроявление Высоцкого	0,05	0,01	<0,02	0,01	600	250	60	10	17	600	6	7	50	1	0,9	41
Геохимический фон	0,03	<0,02	<0,02	0,01	500	180	30	9	18	600	6	9	65	10	1	70

По данным таблицы 4.1 для элювиальных и делювиально-элювиальных отложений рудопроявления Высоцкого характерны повышенные содержания платины, палладия, хрома, марганца, никеля, пониженные – бария, стронция и фосфора, содержания остальных химических элементов (серебра, кобальта, ванадия, титана, меди, цинка, свинца) во вторичных ореолах рудопроявления Высоцкого сопоставимы с геохимическим фоном, рассчитанным для Светлоборского массива.

Среди группы благородных металлов платина имеет максимальное среднее содержание – 0,5 г/т, палладий – 0,08 г/т и золото – 0,06 г/т. Отношение Pt/Pd изменяется в пределах от 2 до 15, в отдельных случаях достигая 30-50, что вполне сопоставимо с данными по первичным дунитам Светлоборского массива (таблица 3.8).

Большая часть элементов группы железа характеризуется относительно равномерным распределением. Содержания никеля изменяются в пределах от 7 до 150 г/т, кобальта – от 2 до 70 г/т, марганца 70-600 г/т, за исключением нескольких проб с содержаниями 700-900 г/т, ванадий 18-50 г/т, в единичных пробах – более 200 г/т. Хром в пробах рудопроявления Высоцкого характеризуется менее равномерным распределением с изменением содержаний от 30 до 1000 г/т, в среднем 600 г/т. Следует отметить, что в отличие от всего массива, пробам с высоким содержанием хрома не всегда соответствуют пробы с высоким содержанием платины. Содержания кобальта также варьируют от 2 до 70 г/т, титана – от 60 до 1000 г/т. Содержания кобальта также варьируют от 2 до 70 г/т, титана – от 60 до 1000 г/т.

Транзитные элементы в элювиально-делювиальных отложениях Светлоборского массива характеризуются неравномерным распределением. Медь и фосфор содержатся в исходных пробах в количестве от 0,1 до 18 г/т и от 7 до 180 г/т соответственно. Свинец и цинк характеризуются максимумами в 4 и 20 г/т. Проанализированные крупноионные литофильные элементы достигают максимумов 100 г/т (барий) и 60 г/т (стронций).

По результатам расчетов для всех изученных химических элементов были построены карты с изображением положительных и отрицательных аномалий содержаний элементов (рисунки 4.1-4.6). Карты аномалий элементов в пределах всего Светлоборского массива представлены в работе [12], а в данной работе приводятся уточненные детальные карты аномалий в пределах западного контакта массива, к которому приурочено рудопроявление Высоцкого.

Платина и палладий. В пределах рудопроявления Высоцкого платина и палладий во вторичных ореолах формируют несколько сближенных положительных удлиненных аномалий (рисунок 4.1).

Протяженность аномалий платины и палладия составляет от 400 до 900 м, при средней ширине около 400 м. Содержания платины и палладия в пределах северной и южной положительной аномалий превышают 0,23 г/т 0,04 г/т соответственно, что выше содержаний платины и палладия в аномалиях в пределах всего массива.

Как было показано нами в работе [12] аномалии платины приурочены в целом к западной границе дунитового ядра массива в зоне контакта с клинопироксенитовой оболочкой в области развития перекристаллизованных средне- и крупнозернистых дунитов центра ядра и мелко-тонкозернистых дунитов периферии. Построение карт аномалий в масштабе рудопроявления Высоцкого позволило выявить также пространственную приуроченность платиновых и палладиевых аномалий к областям развития жильных горнблендитов и диопсидитов и их конформность друг другу.

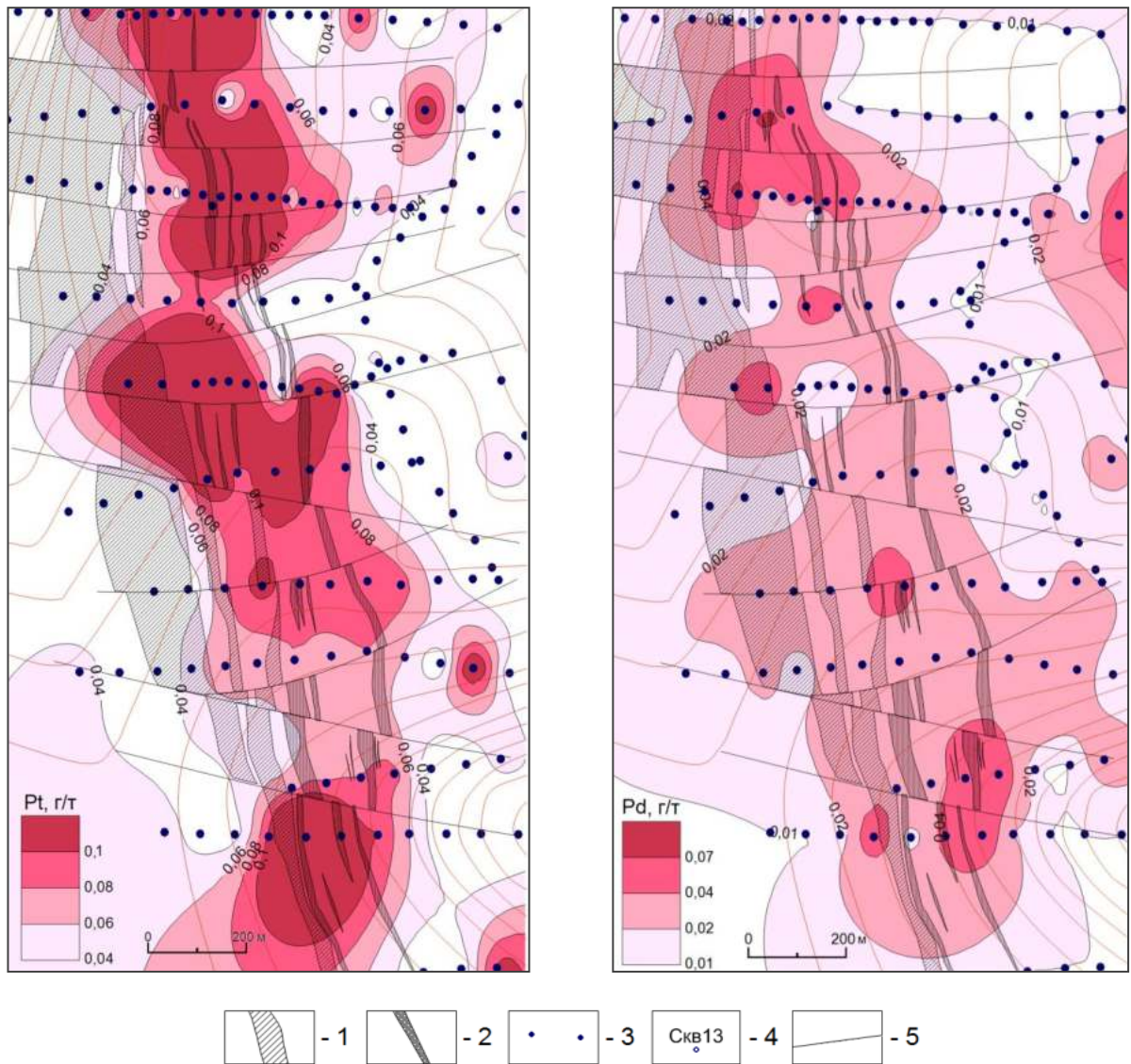


Рисунок 4.1 – Вторичные ореолы рассеяния платины и палладия

1 – клинопироксеновая оболочка, 2 – дайки горнблендитов и диопсидитов, 3 – точки отбора проб, 4 – скважины, 5 – тектонические нарушения

Несмотря на то, что уровень содержаний платины в ореолах рассеяния относительно низкий, форма аномалий и их приуроченность к полям развития дайковых пород, а также к определенным петрографическим разновидностям первичных дунитов, позволяет предполагать закономерный характер их распределения, имеющий непосредственное отношение к повышенным концентрациям платины в залегающих под аномалиями коренных породах.

Это хорошо видно на примере рисунка 4.4, где на профиле, проведенном вдоль канавы 2, опробованной нами на содержание элементов платиновой группы в коренных дунитах (на участках приближенных к телам горнблендитов и

диопсидитов с интервалом опробования 1 м), максимальные содержания платины пространственно совпадают с установленными под четвертичными отложениями дайками жильных пород, главным образом горнблендитов.

Никель и кобальт. Среди других редких элементов повышенными концентрациями и контрастными аномалиями отличаются никель и кобальт (рисунок 4.2). Положительные аномалии никеля и кобальта частично пространственно совмещены с аномалиями платины, однако распространены немного шире, в то время как перспективные положительные аномалии платины ($>0,1$ г/т) характеризуются четкой пространственной приуроченностью к зонам развития жильных пород в дунитах рудопроявления Высоцкого.

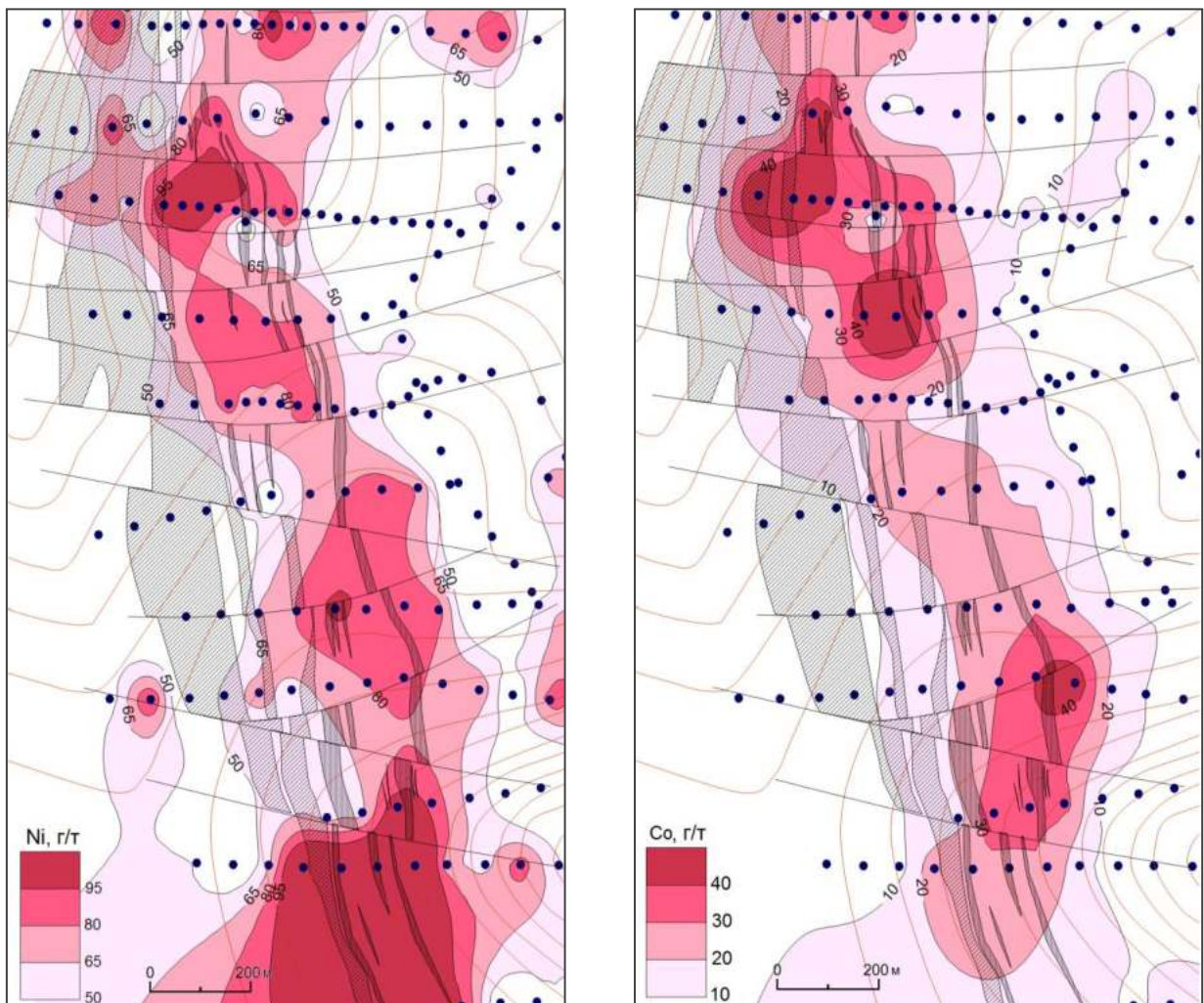


Рисунок 4.2 – Вторичные ореолы никеля и кобальта

Хром и марганец. Для рудопроявления Высоцкого, как и для всего Светлоборского массива, характерно наличие положительных аномалий хрома,

максимальные содержания которого отмечены нами в северной части рудопоявления на контакте тонкозернистых дунитов ядра и клинопироксенитов оболочки [12], при этом следует отметить определенную пространственную приуроченность аномалии хрома к зонам развития дайковых и жильных пород (рисунок 4.3).

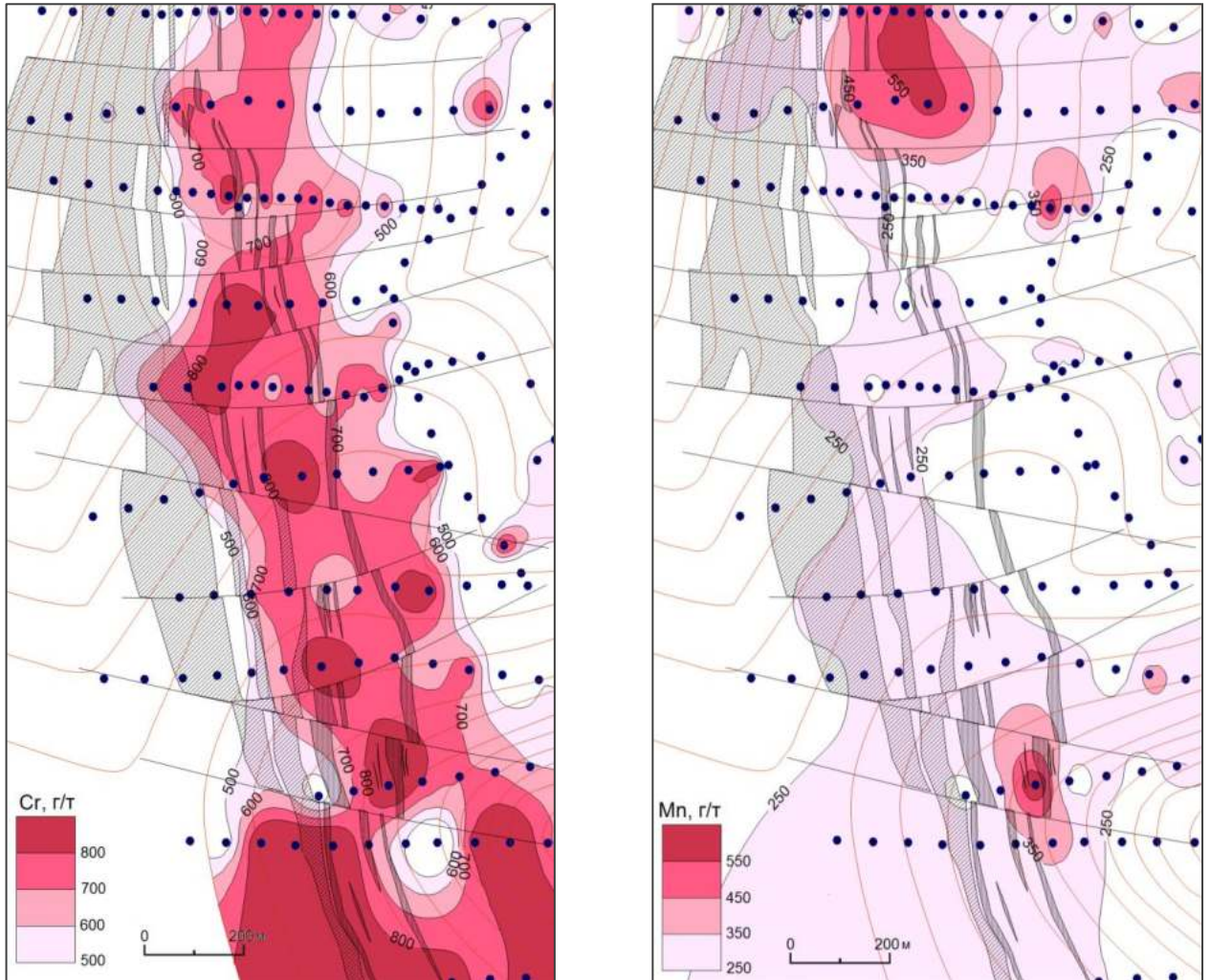


Рисунок 4.3 – Вторичные ореолы хрома и марганца

Положительная аномалия хрома наблюдается на всем участке рудопоявления, простираясь в длину более, чем на 1,5 км при средней ширине 400 м.

Аномалии марганца в пределах рудопоявления Высоцкого проявлены слабо и имеют небольшие размеры (не более 300 м в ширину и от 200 до 400 м в длину), все наблюдаемые аномалии вытянуты в субмеридиональном направлении.

В северной части рудопроявления наблюдаются несколько сближенных аномалий.

На рисунке 4.4 представлены распределения содержаний платины, палладия, никеля, хрома, кобальта и марганца вдоль одного из профилей в пределах рудопроявления Высоцкого. Полученная информация подтверждает закономерности распределения платины в первичных дунитах на контакте с дайково-жильными породами Светлоборского массива, установленные в главе 4, а именно повышение содержаний платины в дунитах к контактам горнблендитов и в меньшей степени клинопироксенитов.

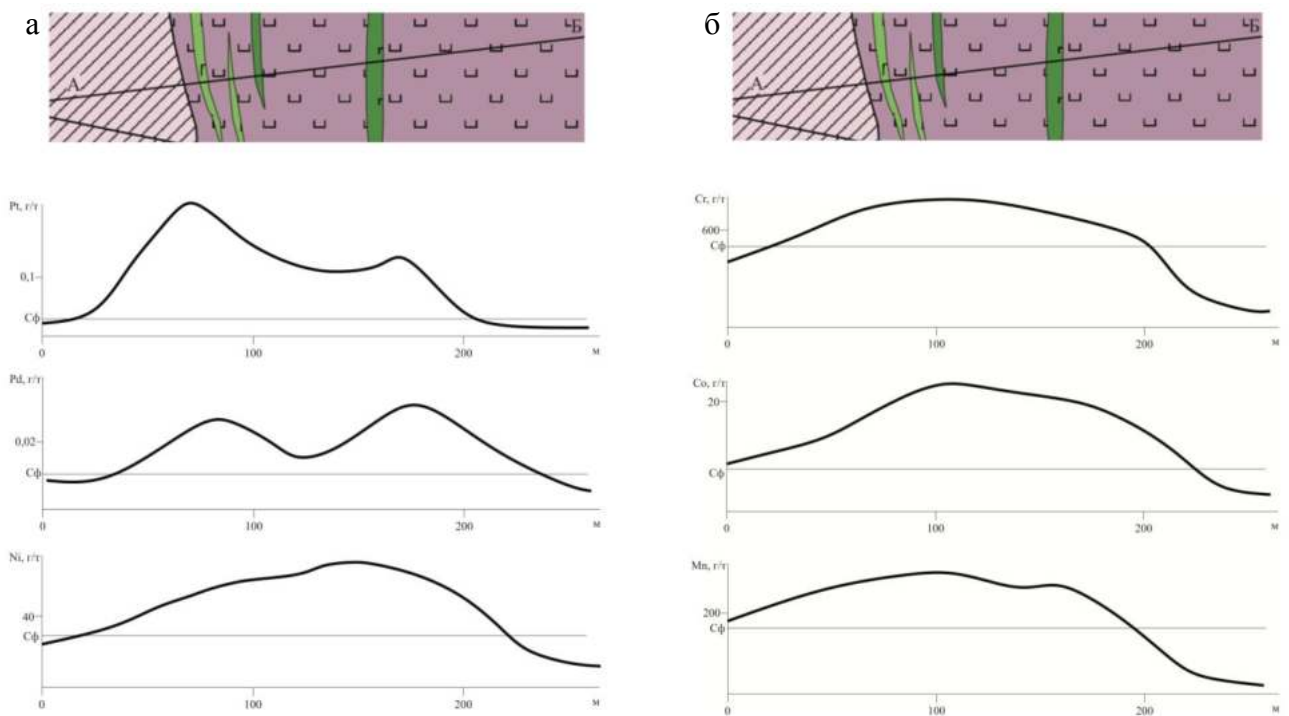


Рисунок 4.4 – Распределение содержаний элементов во вторичных ореолах вдоль профиля АБ: а) платина, палладий и никель; б) хром, кобальт и марганец

Ванадий и титан. Ванадий (рисунок 4.5) характеризуется положительными аномалиями, вытянутыми в субмеридиональном направлении. Отмечается приуроченность положительных аномалий ванадия к клинопироксенитовой оболочке массива, что объясняется присутствием ванадия в составе клинопироксена [88]. В пределах дунитового ядра массива в контуре рудопроявления Высоцкого аномалии ванадия проявлены слабее, но так же отмечается их приуроченность к дайкам диопсидитов и горнблендитов.

Аномалии титана (рисунок 4.5) во вторичных ореолах проявлены достаточно слабо, в большинстве проб содержания титана не превышают фоновые, что связано со слабой подвижностью титана в процессе гипергенеза.

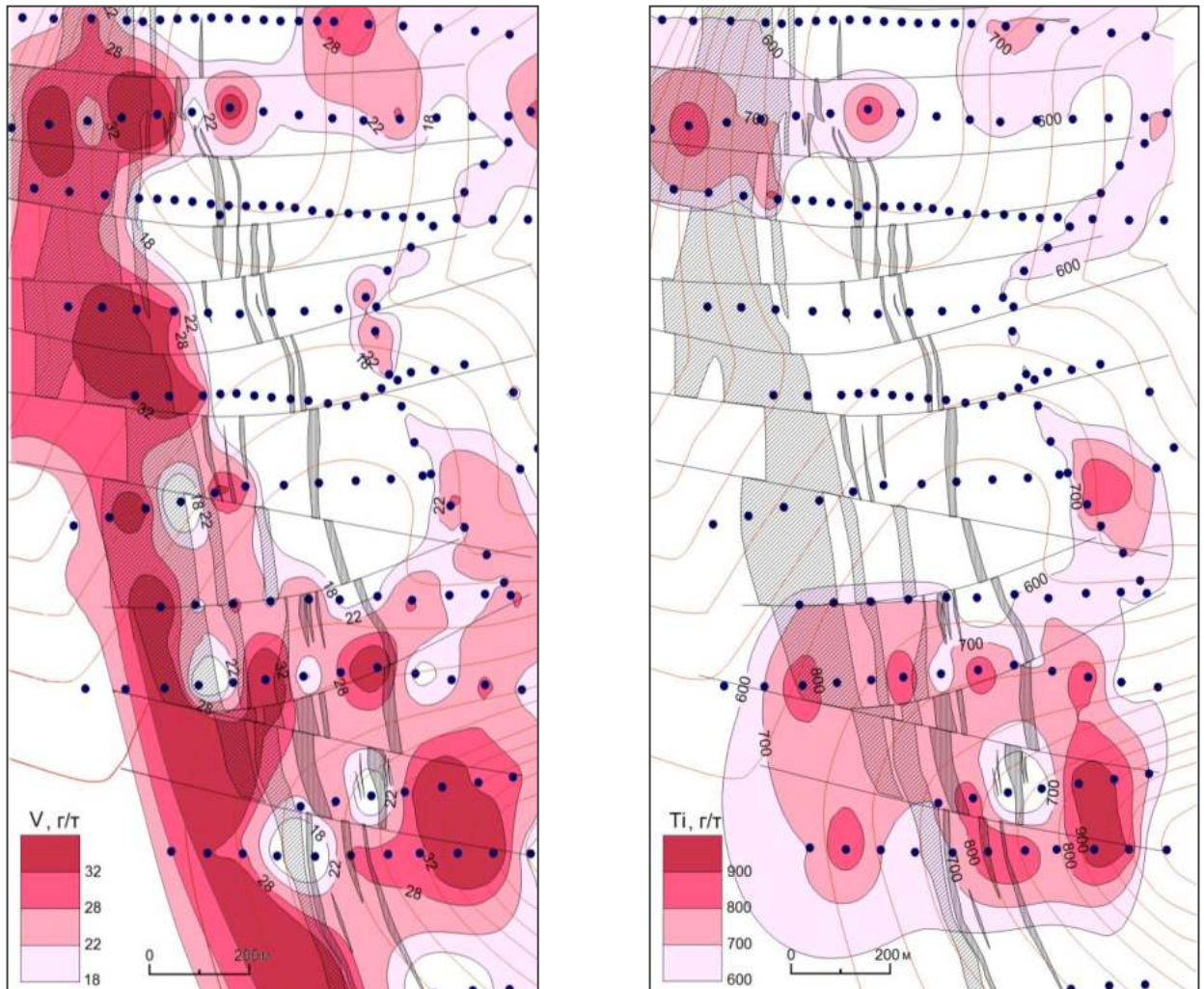


Рисунок 4.5 – Вторичные ореолы ванадия и титана

Барий и стронций. Отрицательные аномалии бария и стронция пространственно совпадают с положительными аномалиями платины (рисунок 4.6). Аномалии бария вытянуты в субмеридиональном направлении, при этом отмечается четкая приуроченность этих аномалий к дайкам горнблендитов и диопсидитов, однако причиной этого является вероятнее всего приуроченность этих концентраций к мощным карбонатным прожилкам в коре выветривания дунитов, которые в свою очередь приурочены к зонам трещиноватости на контактах с жильными породами. Отрицательные аномалии стронция

характеризуются более широкими ореолами, при этом в большей степени они проявлены в северной и центральных частях участка рудопроявления Высоцкого.

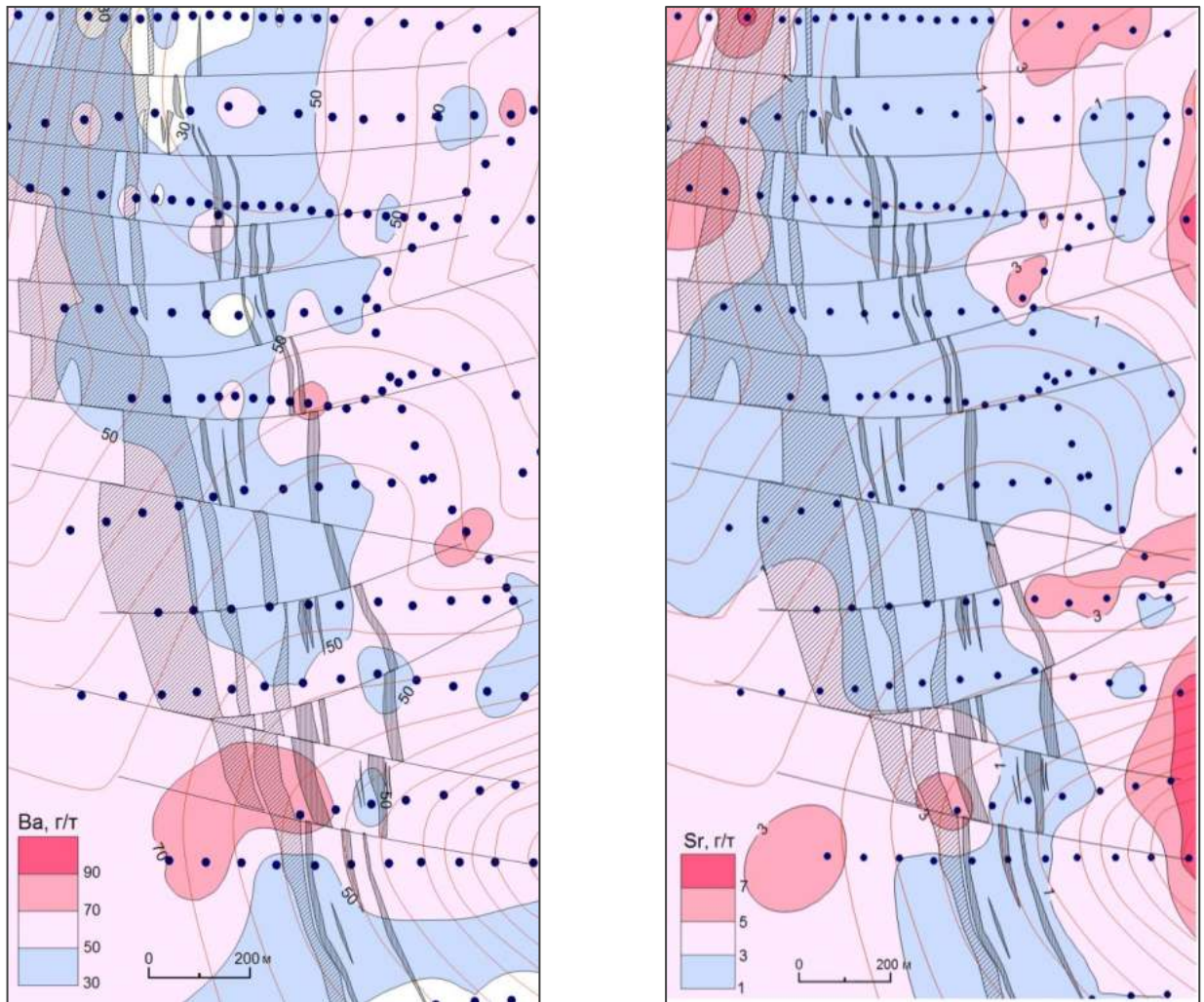


Рисунок 4.6 – Вторичные ореолы бария и стронция

Таким образом, во вторичных ореолах рассеяния в пределах рудопроявления Высоцкого с положительными аномалиями платины и палладия пространственно совпадают положительные аномалии хрома, марганца, никеля и кобальта и отрицательные аномалии бария и стронция. Аномалии фосфора, меди, цинка, свинца и серебра являются менее информативными и не могут быть использованы для поисковых целей. В целом, наличие достаточно контрастных аномалий хрома, марганца, никеля и кобальта, наложенных друг на друга, позволяют рекомендовать проведение литогеохимической съемки для уточнения, выявления и прогноза коренного платинометалльного оруденения в пределах Светлоборского массива, а также других малоизученных массивов

Платиноносного пояса Урала с известным большим количеством дайково-жильных пород, типа Вересовоборского, Каменушинского и других.

Для выяснения взаимосвязей между платиной и отдельными редкими элементами в элювиально-делювиальных отложениях Светлоборского массива для проб, отобранных на рудопроявлении Высоцкого, нами была выполнена статистическая обработка полученных данных, включающая в себя корреляционный анализ и факторный анализ методом главных компонент. Массив исходных данных состоит из 171 пробы. При статистической обработке результатов опробования содержаниями химических элементов в пробах ниже предела обнаружения прибора были заменены на 1/2 предела обнаружения. Так как содержания химических элементов распределены логнормально, то для проведения статистического анализа использовались прологарифмированные значения содержаний элементов.

Таблица 4.2 – Матрица коэффициентов корреляции для химических элементов в элювиальных и делювиально-элювиальных отложениях Светлоборского массива (171 проба, вероятность 95%, $r_{\text{знач}}=0,16$)

	logPt	logPd	logAu	logCr	logMn	logNi	logCo	logV	logTi	logCu	logZn	logBa	logSr
logPt	1,00												
logPd	0,40	1,00											
logAu	0,06	0,11	1,00							0,16	0,44		
logCr	0,45	0,18	0,01	1,00						0,44	0,72		
logMn	0,38	0,15	0,15	0,31	1,00					0,72	1		
logNi	0,41	0,36	0,04	0,57	0,41	1,00							
logCo	0,55	0,56	-0,05	0,48	0,31	0,68	1,00						
logV	-0,10	-0,05	0,05	-0,18	-0,04	-0,04	-0,18	1,00					
logTi	-0,06	-0,02	0,12	-0,15	0,00	0,02	-0,21	0,71	1,00				
logCu	-0,07	-0,01	0,14	-0,16	0,05	0,05	-0,20	0,70	0,99	1,00			
logZn	-0,02	-0,03	0,10	-0,10	0,08	0,08	-0,16	0,67	0,97	0,98	1,00		
logBa	-0,30	-0,14	-0,01	-0,21	-0,28	-0,30	-0,42	0,00	-0,03	-0,07	-0,13	1,00	
logSr	-0,13	0,01	0,15	-0,04	0,12	0,07	-0,19	0,46	0,58	0,59	0,53	0,27	1,00

На основе анализа матрицы коэффициентов корреляции ($r_{\text{крит}}=0,16$, 95% вероятность, 171 проба) можно сделать следующие выводы о взаимосвязи содержаний химических элементов во вторичных ореолах рассеяния рудопроявления Высоцкого:

- платина имеет значимые положительные коэффициенты корреляции с палладием, хромом, марганцем, никелем и кобальтом и значимые отрицательные корреляционные связи с серебром и барием;

- палладий в отличие от платины имеет положительные корреляционные связи с только с хромом ($r = 0,18$), никелем ($r = 0,36$), кобальтом ($r = 0,55$) и отрицательную с серебром ($r = -0,25$).

Факторный анализ, проведенный по логарифмам содержаний химических элементов в перекрывающихся массив рыхлых отложениях, позволил выделить несколько элементных ассоциаций. По результатам факторного анализа (таблица 4.3 и рисунок 5.9) нами были определены основные составляющие значений показателей, которые обуславливались действием того или иного фактора, либо их сочетания.

Таблица 4.3 – Факторные нагрузки содержаний химических элементов во вторичных ореолах рассеяния рудопроявления Высоцкого

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4
logPt	0,35	0,64	0,07	-0,08
logPd	0,21	0,51	0,46	-0,51
logAg	-0,69	-0,13	0,40	-0,23
logAu	-0,14	0,16	0,52	0,49
logCr	0,42	0,56	0,02	0,21
logMn	0,17	0,58	0,01	0,53
logNi	0,26	0,75	0,11	-0,01
logCo	0,52	0,68	0,05	-0,30
logV	-0,75	0,24	-0,14	-0,11
logTi	-0,89	0,38	-0,12	-0,05
logCu	-0,89	0,40	-0,13	-0,02
logZn	-0,84	0,44	-0,21	-0,01
logBa	-0,23	-0,51	0,59	-0,01
logSr	-0,65	0,24	0,31	0,20

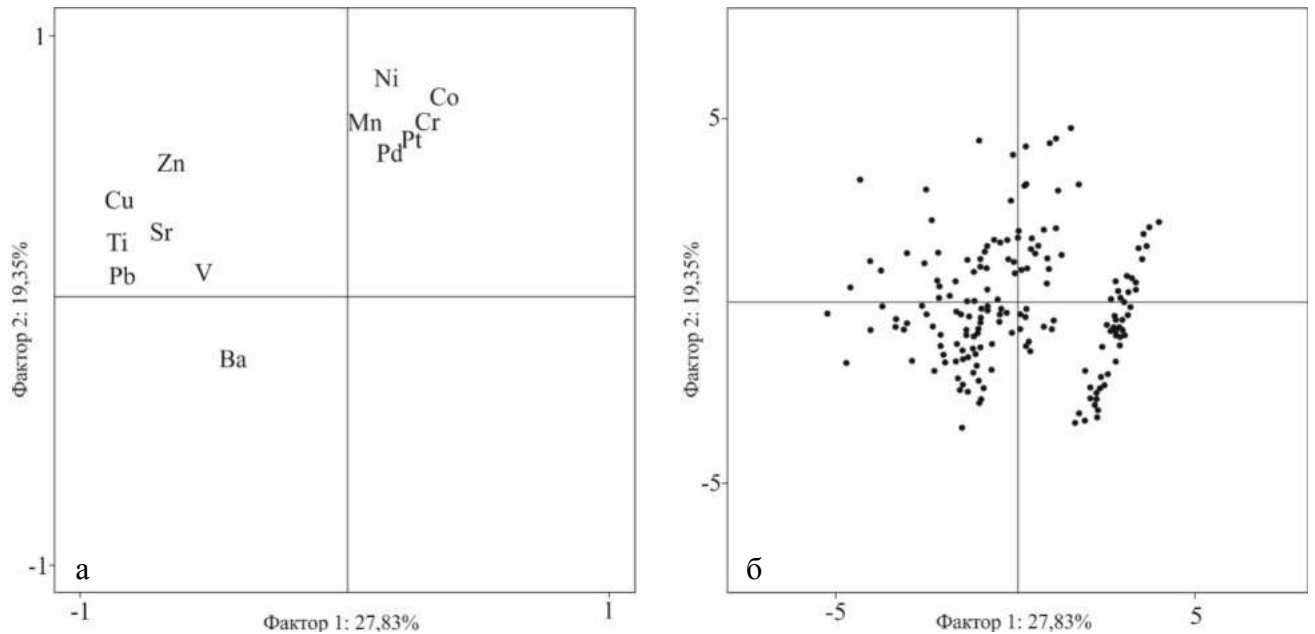


Рисунок 4.7 – а) диаграмма факторных нагрузок; б) диаграмма значений факторов для проб для проб элювиальных отложений рудопроявления Высоцкого Светлоборского массива

По данным литогеохимической съемки, пространственного распределения аномалий платины и других редких металлов, по результатам корреляционного и факторного анализов, наиболее информативными с точки зрения поисков аномалий платиновых металлов являются данные по Cr, Ni, Co, Mn, которые можно считать индикаторными элементами платинометалльного оруденения в элювиально-деллювиальных отложениях Светлоборского массива.

Таким образом, проведение литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния является целесообразным и может быть рекомендовано для других мало изученных массивов Платиноносного пояса Урала с развитым коренным оруденением формации платиноносных дунитов, например для Вересовоборского и Каменушинского, расположенных на небольшом удалении от Светлоборского массива.

Таким образом, наличие вторичных ореолов рассеяния платины в элювиально-деллювиальных отложениях Светлоборского массива служит надежным поисковым признаком коренного платинометалльного оруденения.

Выводы по главе 4

1. Благороднометалльная специализация в элювиальных и делювиально-элювиальных покровных отложениях монометалльная платиновая, наследуемая от коренных источников.

2. Во вторичных ореолах рассеяния выделены следующие ассоциации элементов: характерная для дунитов – Pt, Pd, Cr, Ni, Co, Mn, и характерная для жильных пород – V, Ti, Cu, Zn, Pb, Ba, Sr.

3. Обращает на себя внимание четкая приуроченность аномалий отдельных элементов к областям развития жильных горнблендитов и диопсидитов массива, а также наложение самих аномалий элементов друг на друга: в пределах рудопроявления Высоцкого положительные аномалии платины и палладия пространственно совпадают с положительными аномалиями хрома, марганца, никеля и кобальта, а также с отрицательными аномалиями бария и стронция. При этом платина имеет средний положительный коэффициент корреляции с хромом, что говорит о том, что платина связана не только с платино-хромитовым типом оруденения, но и другими.

4. Выявленные в пределах рудопроявления Высоцкого особенности распределения элементов во вторичных ореолах можно использовать при проведении поисков платиновых рудопроявлений как в пределах самого Светлоборского массива, так и на других зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала.

Третье защищаемое положение

Поисковыми признаками платинометалльной минерализации в дунитах Светлоборского массива по вторичным ореолам рассеяния являются положительные аномалии индикаторных элементов Pt-Pd-Ni-Co-Mn-Cr в перекрывающих элювиально-делювиальных отложениях, пространственно совпадающие с отрицательными аномалиями Ba и Sr.

ГЛАВА 5 ВЛИЯНИЕ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ КОРЕННОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДУНИТОВОГО ТИПА

5.1 Типы платинометалльного оруденения, ассоциированного с зональными массивами

Согласно современной систематике месторождений платиновых металлов, с концентрически-зональными массивами Платиноносного пояса Урала связаны россыпной, клинопироксенитовый и дунитовый типы [3, 43, 45, 98]. Данная классификация впервые была предложена А.Г. Бетехтиным, которым и были выделены вышеперечисленные типы.

Россыпной тип, содержащий минералы платиновой группы в качестве самородных металлов (россыпи: Платиноносный пояс Урала, Гулинский массив; коры выветривания: Сахаринское никелевое месторождение, массив Файфилд, Австралия). Россыпеобразующее значение дунитов зональных массивов уральско-аляскинского типа известно достаточно хорошо, по этой причине они представляют наибольший интерес по сравнению с дунитами массивов других генетических типов.

Клинопироксенитовый тип, в котором платиновые минералы находятся в клинопироксенитах в виде самородных металлов или сульфидов (массивы Кондер, Качканарский, Гусевогорский). Клинопироксениты зональных массивов характеризуются очень низкой равномерной платиноносностью без присутствия минералов платиновой группы, по данным О.К. Иванова [31] среднее содержание платины составляют: в верлитах – 21,3 мг/т, в оливиновых клинопироксенитах – 11,8 мг/т, в мономинеральных – 12,7 мг/т, в магнетитовых – 16,6 мг/т, что говорит о равномерно-дисперсном распределении в них платины и платиноидов.

Дунитовый тип, в котором платиновые минералы встречаются в ксеноморфном виде в жилах и штоках хромшпинелидов (хромит-платиновый: Нижнетагильский, Светлоборский, Гулинский массивы) или в самих дунитах вне связи с хромитом (платиноносных дунитов или собственно дунитовый:

Авроринское месторождение Нижнетагильского массива, рудопроявление Высоцкого Светлоборского массива) [20].

В соответствии с современными представлениями мелкие месторождения и рудопроявления платиновых металлов, ассоциированные дунитами зональных массивов урало-алюскинского типа, принято делить на две рудных формации: платинохромовую и платиноносных дунитов [43, 45].

Впервые данный тип оруденения был обнаружен Н.К. Высоцким в 1913 году на Авроринском месторождении Нижнетагильского массива, которое находится на расстоянии около 30 м от зоны контакта дунитового ядра с клинопироксенитовой оболочкой массива, т.е. непосредственно в приапикальной части массива, где дуниты содержат небольшое количество хромита.

Авроринское месторождение представляет собой крупное гнездо платины, расположенное в камерных дунит-пегматитах, подвергшихся сильной серпентинизации, с увеличением глубины дуниты постепенно переходят сильносерпентинизированный дунит. Содержание платины в дунитах Авроринского месторождения колебалось от 30-60 г/т до 130 г/т [96].

Согласно работе Ю.Б. Марина и В.Г. Лазаренкова, [51] все гипотезы образования массивов Платиноносного пояса делятся на четыре группы: магматические, метасоматические, плейт-тектонические и мантийно-диапировые.

Однако, магматические гипотезы являются ведущими среди уральских геологов. Вслед за Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, Л. Дюпарком, Н.К. Высоцким, А.Н. Заварицким, О.А. Воробьевой, В.А. Решитько, базальтовая магма рассматривается в качестве родоначальной магмы, дифференциация которой на глубине и последующее многофазное внедрение обеспечило все разнообразие не только интрузивных пород Платиноносного пояса, но и предшествовавших им эффузивных излияний.

Для дунитов уральско-алюскинского типа предполагаются достаточно разнообразные механизмы формирования. Различные исследователи связывали образование массивов Платиноносного пояса со стадией формирования меланократового основания океанической коры, с развитием древних островных

дуг, образующихся в результате обдукции [40]. В соответствии с данной гипотезой, большинство исследователей считают наиболее ранними породами дуниты; пироксениты проникают в дуниты, образуя в них жилы. Горнблендиты при этом являются самыми молодыми образованиями [31].

Контактово-метаморфическое воздействие концентрически-зональных плутонов на вмещающие породы, их внутренние эруптивные взаимоотношения, пространственная и временная связь с эффузивным магматизмом – эти и другие признаки, как будто, свидетельствуют, в пользу магматического способа образования этих массивов. А.Н. Заварицкий предполагал, что массивы имеют лакколитовую, брахисинклинальную или факколитовую форму, что в принципе близко к лополитовой форме расслоенных массивов, с которыми их роднит сходный состав хромита и палладиево-платиновая геохимическая специализация, свойственная расслоенным базит-ультрабазитовым массивам, магматический генезис которых не ставится под сомнение.

Метасоматические гипотезы, по представлениям разных исследователей, предполагают образование дунитов, перидотитов по вулканитам основного состава, пироксенитов и дунитов – по гарцбургитам, дунитов по клинопироксенитам и клинопироксенитов по дунитам.

В частности, весьма популярна реститовая модель [71]. В соответствии с ней, в ходе выплавления из мантийных перидотитов базальтовой компоненты, объем которой редко превышает 25-30%, в них должно уменьшаться содержание легкоплавких ЭПГ (Pd, Pt) и увеличиваться содержание тугоплавких (Os, Ir, Ru). Реальная же картина распределения ЭПГ в дунитах Светлоборского массива совершенно обратная: содержание легкоплавких Pd, и особенно платины, значительно превышает количество тугоплавких ЭПГ.

Процессы формирования массивов урало-алаянского типа, а также вопросы генезиса платиновой минерализации в последнее время рассматривались в работах А.Г. Мочалова, Е.Г. Сидорова и Н.Д. Толстых [55, 73, 84, 134, 135].

По данным Н.Д. Толстых с соавторами [84], платиносодержащие дуниты кристаллизуются из пикритового расплава, в котором присутствуют взвешенные

капельки оксидной жидкости, в которую фракционируют платиноиды.

На раннем этапе кристаллизации дунита ликвационные металлооксидные обособления не успевают накапливаться в достаточном количестве, поэтому из расплава отдельно может кристаллизоваться тонкорассеянная хромитовая вкрапленность и раннемагматические парагенезисы, обогащенные тугоплавкими платиноидами и состоящими в основном из высокожелезистой платины и самородного осмия.

Как уже было отмечено ранее, платиноносные дуниты Светлоборского массива могут содержать хромитовую вкрапленность, поэтому можно предположить, что рудная минерализация формации платиноносных дунитов может постепенно переходить в платинохромовую.

Н.Д. Толстых указывает, что несмотря на то, что эволюция рудообразования установлена, остается открытым вопрос, почему платиновая минерализация распределена достаточно неравномерно: вместе с вышеописанными формационными типами руд также встречаются дуниты и хромититы, в которых отсутствуют платиноиды, при этом в дунитах Светлоборского массива встречаются участки, обогащенные элементами платиновой группы как, например [82]. Можно предположить, что перераспределение платиновых минералов, образовавшихся магматическим путем, происходит под воздействием наложенных процессов [84].

Как было описано в работе В.Г. Лазаренкова [41] существенное влияние на перераспределение элементов платиновой группы оказывают такие метасоматические процессы, как хромитизация, пегматитизация, клинопироксенизация, амфиболизация и серпентинизация.

Хромитизация. Локальная связь платинометалльной минерализации с хромититами была установлена еще первыми исследователями платиновых россыпей зональных массивов Платиноносного пояса Урала и в дальнейшем она была подтверждена работами Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина и многих других исследователей [3, 9, 10, 27, 139].

В настоящее время в составе дунитов зональных массивов более или менее уверенно выделяются два типа хромшпинелидов – акцессорные и вкрапленные или рудные. При этом, если состав акцессорных хромшпинелидов, как и состав оливина в дунитах, является относительно стабильным, то состав вкрапленного или рудного хромшпинелида, как было показано работами многих исследователей [5, 53, 55, 70, 71], в том числе и работами В.Г. Лазаренкова [41, 42], меняется в весьма широких пределах. Генетические наблюдения в дунитах Гулинского массива, где кристаллы хромшпинелида плотно выстилают трещины отдельности в дунитах, несомненно, свидетельствуют о метасоматическом происхождении, по крайней мере, части этого минерала.

Пегматитизация. В зональных массивах Платиноносного пояса Урала ультрамафические пегматиты – дунит-пегматиты и клинопироксенит-пегматиты были описаны О.К. Ивановым [32]. По данным А.Г. Бетехтина [3] и О.К. Иванова сохранность хромитовых жил и шлиров среди дунит-пегматитов «свидетельствует о более позднем времени формирования пегматитов». Именно по этой причине и в этом рассмотрении ультрамафические пегматиты и процесс пегматитизации описываются после хромититов и процесса хромититизации. О.К. Иванов среди дунит-пегматитов различает несколько разновидностей: камерные, с мелкими офитовыми миаролами и другие. С точки зрения связи с платиноносностью наибольший интерес представляют камерные пегматиты, встреченные в описанном выше Авроринском платинометалльном месторождении Нижнетагильского массива.

Клинопироксенизация. На данный момент исследователями зональных массивов установлено, что что клинопироксениты образуются после дунитов и оказывают на них контактовое воздействие, выражающееся в процессе клинопироксенизации [42].

Амфиболизация. Процесс амфиболизации в клинопироксенитах зональных массивов проявлен достаточно широко. Обращает на себя внимание, что он имел место во всех массивах уральско-аляскинского типа и, скорее всего, носил автометаморфический характер. Влияние амфиболизации клинопироксенитов на

платинометалльную специализацию было показано Ю.А. Волченко с соавторами, выделившими на Урале высокоцитовый палладиевый тип (Pd,Pt)S платинометалльной специализации «с парагенными теллуридами, арсенидами, антимонидами палладия (котульскит, меренскит, атенеит, мертиит), а также минералами системы Pd-Hg-Cu» [5, 6, 7]. Палладиевая специализация амфиболизированных клинопироксенитов оказалась присущей и другим зональным массивам мира, например, Туламинскому (Канада) и Кондото (Колумбия). Все это позволило Ю.А. Волченко выделить на Урале «Палладиевый пояс», чья геохимическая специализация контрастирует с платиновой специализацией Платиноносного пояса Урала [79, 80].

В дунитах точечные находки минералов группы амфибола (паргасита) зафиксированы в виде включений в минералах платиновой группы и хромшпинелидах в ассоциации с хлоритом, серпентином, флогопитом, апатитом, Fe-Cu и Ni сульфидами [70].

Серпентинизация. В приповерхностной зоне глубиной, по крайней мере, порядка нескольких сотен метров дуниты многих зональных массивов (Нижнетагильского, Светлоборского, Кондерского, Чадского, Гулинского) в значительной степени серпентинизированы. Серпентины представлены тремя разновидностями: лизардитом 1Т, хризотилом 2Оrc₁ и, в меньшем количестве, лизардитом 6Т [41].

Установлено, что процессы серпентинизации оказывают воздействие на перераспределение ЭПГ в дунитах, но степень этого воздействия зависит как от типа серпентинизации, так и от интенсивности её протекания. Пример «благородных змеевиков» или «серпофитов» Гулинского массива, не содержащих ЭПГ, свидетельствует о том, что активный процесс лизардитизации ведёт к полному «вымыванию» ЭПГ из дунитов. Об этом же говорит и уменьшение содержания ЭПГ в гулинских дунитах в зависимости от степени их лизардитизации.

Несколько иной характер влияния серпентинизации на поведение ЭПГ наблюдается в дунитах Нижнетагильского, Светлоборского, Кондерского и

Чадского массивов. В них основными процессами серпентинизации были относительно высокотемпературная хризотилизация и экзогенная лизардитизация. Обе они, скорее всего, не оказывали влияния на вынос ЭПГ из дунитов, но, судя по замещению изоферроплатины тетраферроплатиной, туламинитом, ферроникельплатиной, способствовали местному перемещению ЭПГ [41].

Автосерпентинизация, характерная для заключительных этапов формирования большинства крупных зональных массивов, не в достаточной мере смогла бы обеспечить наложенную минерализацию в тех концентрациях, которые наблюдаются в дунитах Светлоборского массива. Учитывая расположение рудных тел вдоль зон интенсивной трещиноватости и локализации поздних даек, можно предположить, что значительный вклад в формирование платиновых зон внесли именно наложенные процессы немагматогенного характера, в результате чего дополнительное количество вторичных платиноидов было привнесено в рудную зону.

Наложённые процессы оказали свое воздействие на акцессорный хромит, большая часть которого была замещена магнетитом, обильно вкрапленным в серпентините. При этом следует отметить, что магматогенная автосерпентинизация не имеет такого масштаба замещения хромита на магнетит, и только незначительные выделения вторичного магнетита отмечаются в ассоциации с рудной платиной, подвергшейся автосерпентинизации [73]. Поэтому в дунитах Светлоборского массива платина и другие МПГ постоянно ассоциируют с магнетитом, тогда как хромит при этом может отсутствовать.

Н.Д. Толстых с соавторами было установлено, что формирование платиноносных зон в дунитах Светлоборского массива происходило под воздействием двух основных факторов: раннемагматической кристаллизацией платиноидов одновременно с кристаллизацией оливина и акцессорного хромита; а также дополнительным накоплением платиноидов в рудных зонах благодаря постмагматическим растворам и более поздним флюидам, замещающим хромит

до магнетита, и привносящим в рудную зону дополнительное количество ЭПГ из переработанных Pt-содержащих дунитов [84].

Таким образом, комплекс структурно-геологических и петролого-геохимических признаков свидетельствует о том, что главным определяющим этапом в истории формирования проявлений формации платиноносных дунитов является собственно магматический этап.

5.2 Платинометалльное оруденение Светлоборского массива

Платинометалльное оруденение Светлоборского массива представлено двумя типами: платинохромовым [4, 7, 43, 67, 68, 62], приуроченным к хромититовым жилам центральной части дунитового ядра, и платиноносными дунитами, приуроченным к средне- и крупнозернистым дунитам в краевой части ядра, прорванных серией субпараллельных даек клинопироксенитов, горнблендитов мономинеральных и плагиоклазовых. Оба типа оруденения предъявляют разные требования как к поисковым, геологоразведочным работам, так и к оценке качества минерального сырья.

Положительный опыт применения геохимических методов поисков оруденения типа минерализованных зон на Светлоборском массиве ставит вопрос о возможности использования достижений современной геохимии для поисков и оценки других типов руд. Необходимость выявления геохимических закономерностей платиноносности, исследования вещественного состава руд и самой платиновой минерализации делают тему изучения геохимии оруденения в платиноносных дунитах весьма актуальной. Промышленно значимым в настоящее время является второй тип, по которому, начиная с 2005 г. ведутся активные поисково-разведочные работы [38, 83, 84, 147]. По результатам этих работ было установлено, что платинометалльное оруденение локализовано в дунитах непосредственно возле их контакта с клинопироксенитами оболочки, где и было выделено рудопроявление Высоцкого.

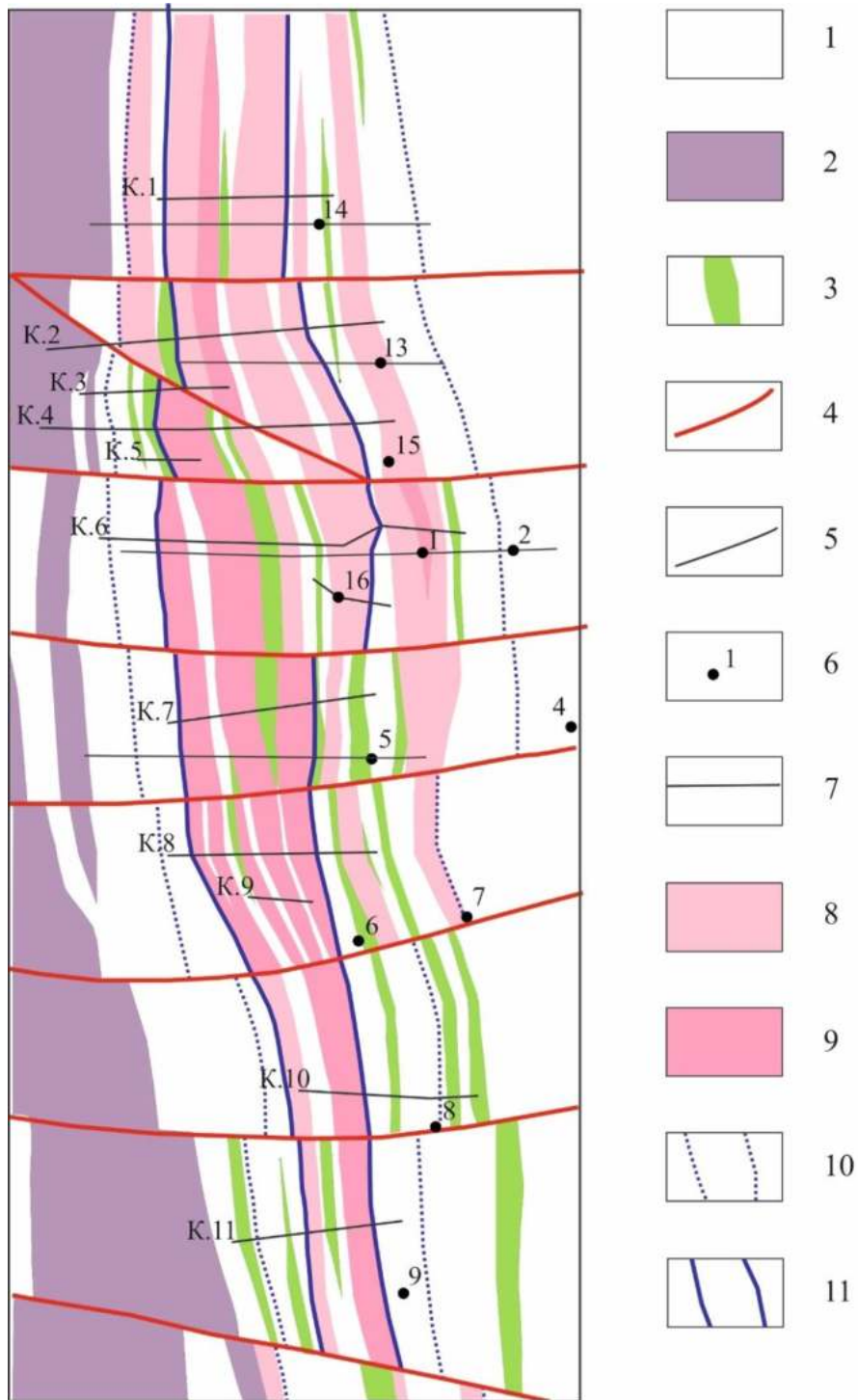


Рисунок 5.1 – Минерализованная зона рудопроявления Высоцкого [147]

1 – дуниты; 2 – клинопироксениты оболочки; 3 – дайки горнблендитов и диопсидитов; 4 – разрывные нарушения; 5 – канавы; 6 – скважины; 7 – линии разрезов; 8 – дуниты, содержание платины более 0,1 г/т; 9 – дуниты, содержание платины более 0,2 г/т; 10 – границы платиноносной зоны; 11 – границы рудной зоны

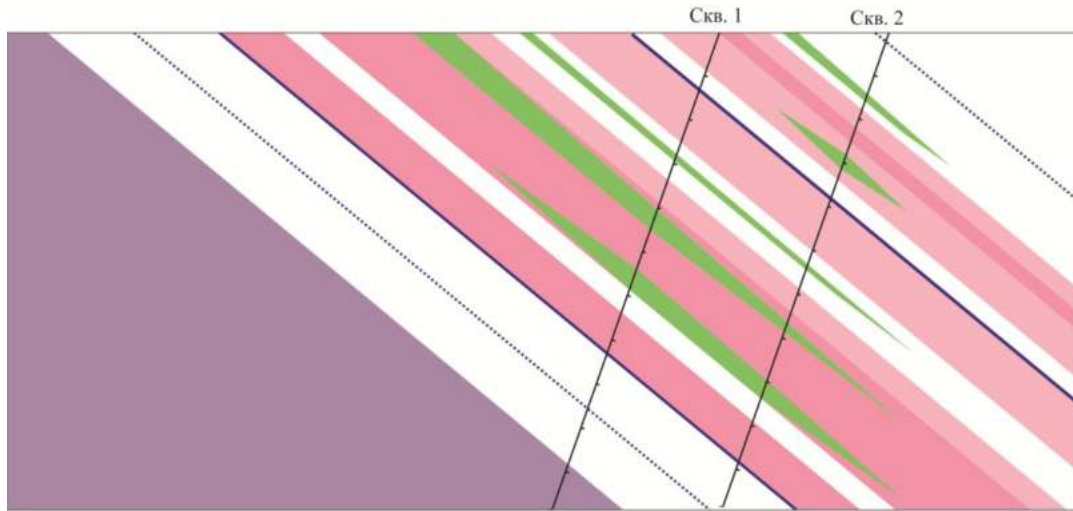


Рисунок 5.2 – Разрез по линии скважин 1-2

В пределах зоны повышенные содержания платины чаще всего приурочены к тонкозернистым дунитам в экзоконтактах горнблендитовых даек. Характерно наличие в дунитах закономерно чередующихся полос (небольших зон) различного минералогического состава: клинопироксенового (диопсидового, авгит-диопсидового), микроскопических прожилков лизардита, прожилков магнетит-хлорит-антигоритового состава, слабо сегрегированной вкрапленности тонкозернистого хромита.

В пределах рудопроявления Высоцкого платиноносная зона имеет ширину около 300 м и прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль контакта дунитов на 1400 м (рисунок 5.1). Серия параллельных даек и жил горнблендитов (мономинеральных и плагиоклазовых) и диопсидитов залегает согласно с внешним контактом дунита, как по простиранию, так и по падению (восточное, с углами 35-40°). Сами дайки и жилы подвержены сильным вторичным изменениям, что было описано в главе 2.

Платиноносная зона представляет собой единый широкий линейный штокверк в дунитах на контакте с клинопироксенитами, образованный гидротермально-метасоматическими образованиями, с тонковкрапленной платиновой минерализацией. Платиноносная зона конформна контакту дунитов с клинопироксенитами как по простиранию (прослежена на 1400 м), так и по падению (на 200 м). Зона вскрыта канавами в меридиональном направлении на

1400 м и неоконтурена как на север, так и на юг. По падению зона прослежена на восток максимально на 350 м (северная часть рудопроявления). Рудная зона вскрыта канавами через 30-100 м. и прослежена по падению скважинами до глубины 260 м (буровые профили через 50-100 м, 1-3 скважины на профиле). Истинная мощность зоны составляет от 40 до 50 м. Падение восточное, углы падения 35-50° [147].

Повышенные содержания платины (от 0,2 до 22,5 г/т) наблюдаются исключительно в дунитах, но минерализованные зоны контролируются дайками, прорывающими дуниты, поэтому платина по Ю.М. Телегину [147] связана не столько с хромитовой вкрапленностью и шлирами, сколько с широкими, протяжёнными линейными тектоническими зонами, в пределах которых на дуниты накладывались гидротермально-метасоматические процессы. Процессы гидротермальных изменений выражаются здесь не только в площадной и линейной серпентинизации как, например на Нижнетагильском массиве, но и в развитии огромного количества даек и жил различного состава.

В ходе работ 2001-2009 гг. был выявлен новый тип платинометалльной минерализации, приуроченный к приконтактной зоне дунитового ядра. Здесь отсутствуют хромитовые сегрегации и платина находится непосредственно в дунитах в виде преимущественно мелких идиоморфных кристаллов размером 10-100 мкм. Минерализованная зона имеет достаточно большую до 1200 м протяженность и ширину до 45 м. В пределах этой зоны, выделяемой по содержанию 0,1 г/т, находятся линзы обогащенных дунитов (до 22 г/т), часто приуроченные к контактам с горнблендитовыми и диопсидитовыми дайками. Сами дайки при этом безрудные, хотя в них все же отмечается незначительное повышение фона. Обогащенные линзы содержат более крупные до 1 мм выделения платины, иногда в сростаниях с вкрапленным хромшпинелидом.

Рудная минерализация рудопроявления представлена тонкими прожилками и вкрапленностью магнетита, хроммагнетита и тончайшей вкрапленностью платиноидов (85-90% изоферроплатина, до 10% туламинит). В акцессорном количестве: медно-никелевые сульфиды, самородная медь и золото

Предполагается, что отработка зоны будет осуществляться открытым способом единым карьером глубиной до 150-200 м. Платиноносная рудная зона была выделена по бортовому содержанию платины 0,1 г/т, при этом распределение платины крайне неравномерное. Интервалы повышенных содержаний платины определяются только по данным опробования.

По данным Ю.М. Телегина [147] единственными достаточно четко выраженными факторами контроля платинового оруденения на участке рудопроявления Высосоцкого являются структурный и петрографический. Структурный фактор выражен в приуроченности оруденения к тектонически ослабленной зоне контакта дунитового ядра и клинопироксенитовой оторочки массива, осложненной породным штокверком жил амфибол-пироксенового состава во вмещающих дунитах. Петрографический контроль оруденения проявляется в том, что рудные тела с промышленными концентрациями платины локализуются только в дунитах, значительно измененных наложенными процессами. Рудовмещающие минералы: оливин, хромит, серпентины – лизардит и антигорит, магнетит.

Дайковые и жильные породы массива являются важнейшим структурно-вещественным компонентом платиноносных комплексов и ассоциирующихся с ними рудномагматических систем, нередко сопровождаются разномасштабным платинометалльным оруденением, несут ряд индикаторных минералого-петрографических и геохимических признаков, характеризующих потенциальную рудоносность вмещающих их магматических комплексов.

Размещение платиноносных зон в дунитах Светлоборского массива определяется преимущественно элементами внутренней структуры массива, тесной взаимосвязью петрологических и тектонических факторов. В качестве благоприятного структурно-петрологического критерия локализации платиноносного оруденения выступают:

- наиболее обогащенные никелевым оливином серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты массива;

- дайковые тела в эндоконтактовой зоне массива (в зоне контакта дунитов и клинопироксенитовой оболочки);
- геохимическая комплиментарность дайковых образований и платиноносных дунитов массива.

Эти структурно-петрологические и геохимические критерии локализации руд проявляются практически на всех рудопроявлениях в платиноносных дунитах, выявленных в пределах Светлоборского массива (рудопроявление Высоцкого).

Парагенезис сингенетичных с минералами ЭПГ вторичных в дунитах минералов: диопсид, антигорит, хлорит, флогопит, роговая обманка, офит. В редуцированном виде, за исключением роговой обманки и флогопита, этот набор минералов тождественен парагенезису миароловых пустот дунитов, аналогичен таковому в замкнутых полостях рудоносных хромититов и, наконец, близок родингитовому.

Установлено, что платина в рудах очень тонкая (0,01-0,07 мм). В пробах с содержаниями более 1,0 г/т присутствует более крупные зерна платины – размером 0,1-0,5 мм. Платиновая минерализация представлена преимущественно изоферроплатиной (90%) и туламинитом (до 10%) с незначительной долей сульфидов и арсенидов платины [83, 120].

Минералы платиновой группы имеют незначительные размеры: от 10 до 100 мкм. Определение составов минералов платиновой группы, их парагенезисов и вторичных преобразований было проведено Н.Д. Толстых в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) в пробах-протолочках из канав.

Подавляющее количество зерен минералов ЭПГ в пробах, оказались Pt-Fe сплавами, представленными, преимущественно, зернами кубической, реже кубоктаэдрической форм, размерами 30-70 мкм. Значительно реже встречаются микроагрегаты зерен Pt-Fe сплавов, подвергшихся воздействию окисляющими Fe-содержащими растворами, с образованием своеобразных мирмекитоподобных структур. Сульфиды и арсениды ЭПГ, такие как эрликманит, холлингвортит, встречаются в виде небольших включений в платино-железистой матрице.

Куперит и сперилит спорадически замещают Pt-Fe сплавы по периферии. Эрликманит обнаружен также в виде отдельных зерен в дуните. Кристаллы осмия встречаются редко и представлены тонкими пластинками, включенными в Pt-Fe сплавы. Изредка по периферии отдельных зерен Pt-Fe сплавов отмечается развитие каймы туламинита (медистой платины CuFePt_2).

Как было описано в главе 3 для жильных пород Светлоборского массива характерны повышенные содержания в них целого ряда высокозарядных и транзитных элементов относительно не только жильных пород сходных ультраосновных массивов Урала: Хабарнинского, Кытлымского и других [16], но и самих дунитов Светлоборского массива. Для жильных пород по сравнению с дунитами характерно повышенное содержание V, Cu, Pb, Cd, Mo и пониженными – Cr, Ni, Bi, W, Sn, P, при этом максимальные значения редких элементов характерны для мономинеральных и особенно плагиоклазовых горнблендитов (V, Cu, Pb, Cd, B, Li, Mo). Повышенные содержания этих элементов контролируются летучей фазой, а их основными концентраторами становятся сульфиды и плагиоклазы [56].

Распределение платины в жильных породах крайне неравномерное. В дунитах повышенные содержания платины (до 8,8 г/т, в некоторых пробах до 22 г/т) наблюдаются в единичных пробах, которые, скорее всего, соответствуют концентрациям платины типа «хромитовых шлиров» и не имеют промышленных перспектив. Средние же содержания платины варьируют от 0,016 г/т в плагиоклазовых горнблендитах до 0,104 г/т – во вмещающих дунитах.

Для подтверждения предположения о влиянии жильных пород массива на состав платиноносных дунитов, нами было проведено опробование по профилям, перпендикулярным контакту дунитов и горнблендитовых даек на разном удалении от контакта пород (рисунок 5.3). На рисунке 5.4 представлены результаты факторного анализа полученных данных.

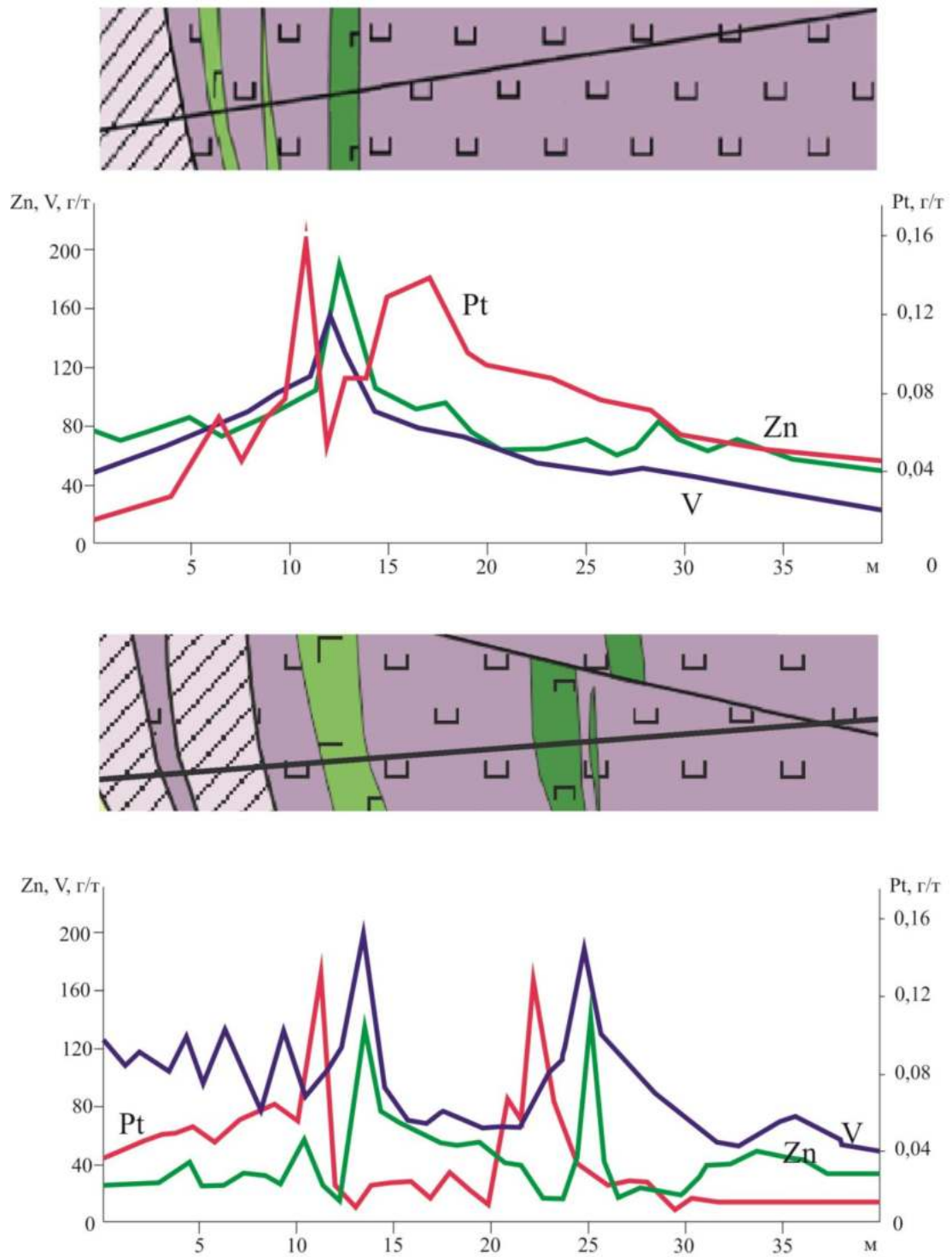


Рисунок 5.3 – Распределение содержаний Pt, Zn и V вдоль профиля канав, рудопроявление Высоцкого

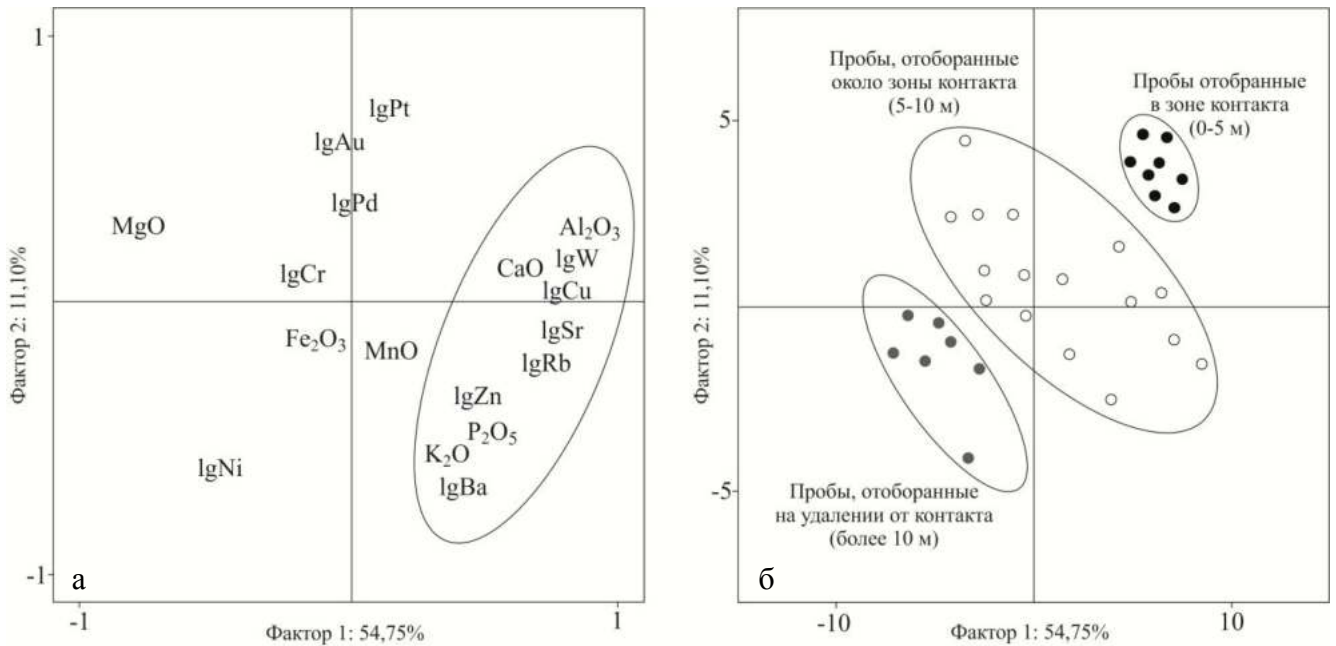


Рисунок 5.4 – а) диаграмма факторных нагрузок; б) – диаграмма значений факторов

Из рисунка видно, что более 50% в распределение элементов вносит фактор даек (рисунок 5.4а). Это высокозарядные и редкоземельные химические элементы, а также Sr, Rb). Максимальные значения фактора даек соответствуют пробам, отобраным из зон контакта дунитов с дайками.

На диаграмме значений факторов (рисунок 5.4б) пробы распадаются по этому фактору на три группы. Пробы, отобранные в зоне контакта характеризуются максимальными содержаниями платины и редких элементов. Пробы дунитов, отобранные на расстоянии в 5-10 м от контакта пород, характеризуются пониженными содержаниями платины и редких элементов. Для проб, отобранных на удалении более 10 метров от контакта пород характерны самые низкие значения содержания платиновых металлов и редких элементов.

Таким образом, полученные нами геохимические данные и выявленные закономерности поведения химических элементов, в том числе результаты корреляционного и факторного анализов, подтверждают вывод о влиянии дайковых и жильных пород на изменение химического состава платиноносных дунитов Светлоборского массива.

Выводы по главе 5

1. Платинометалльное оруденение Светлоборского массива представлено двумя типами: платинохромовым и платиноносными дунитами, при этом в пределах рудопроявления Высоцкого был выделен новый тип рудной формации платиноносных дунитов, приуроченный к приконтактной зоне дунитового ядра.

2. В пределах платиноносной зоны рудопроявления Высоцкого, оконтуренной по содержаниям 0,1 г/т, выделяются области распространения дунитов с повышенными содержаниями платины (от 0,05 до 22 г/т), приуроченные к зонам контакта дунитов с диопсидитовыми и горнблендитовыми дайками. При этом дайки являются безрудными, но в некоторых из них отмечаются незначительно повышенные содержания платины (в диопсидитах до 0,3 г/т, в горнблендитах до 0,4 г/т).

3. Рудная минерализация рудопроявления Высоцкого представлена тонкими прожилками и вкрапленностью магнетита, хроммагнетита и тончайшей вкрапленностью платиноидов (85-90% изоферроплатина, до 10% туламинит). В качестве акцессорных минералов присутствуют медно-никелевые сульфиды, самородная медь и золото.

4. Структурно-петрологическими и геохимическими признаками платинометалльного оруденения являются: высокая степень насыщенности платиноносных дунитов различными по составу жильными породами, особенно в эндоконтактной зоне массива (в зоне контакта дунитов и клинопироксенитовой оболочки), а также изменение химического состава дунитов на удалении от контакта с дайками и жилами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертация представляет собой законченную научно-квалификационную работу, в которой в результате проведенных минералого-геохимических исследований для платиноносных дунитов Светлоборского массива были описаны особенности распределения широкого круга главных и редких элементов, получены данные о содержании и характере распределения элементов платиновой группы. Установлено, что внедрение даек и жил горнблендитов (мономинеральных и плагиоклазовых) и диопсидитов оказывает влияние на изменение химического состава и платиноносность дунитов, поэтому процесс внедрения даек и жил на Светлоборском массиве является важной геолого-генетической особенностью массива.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы и рекомендации:

1. Дуниты Светлоборского массива можно условно разделить на две основные группы, которые отличаются своим пространственным положением и петрологическими особенностями. К первой группе относятся тонко-мелкозернистые «краевые» перекристаллизованные дуниты, слагающие периферийную эндоконтактовую оболочку дунитового ядра – дуниты рудопроявления Высоцкого. Вторая группа представлена всеми разновидностями дунитов с размером зерен более 1 мм, которыми сложена центральная часть массива. При этом дуниты рудопроявления Высоцкого, отличаются от дунитов Светлоборского массива по минералого-петрографическому составу и структурно-текстурным признакам: для них характерна повышенная платиноносность, более низкая степень развития процессов серпентинизации, повышенная никеленосность оливина и серпентина и т.д.

2. Изучение химического состава дунитов Светлоборского массива показало, что они, по сравнению с дунитами рудопроявления Высоцкого, характеризуются мантийными значениями содержаний элементов группы железа (за исключением никеля) и транзитных элементов, также дуниты Светлоборского

массива обеднены относительно мантии крупноионными литофилами и высокозарядными элементами, являющимися несовместимыми для ультрамафитового расплава.

3. Установлено, что дуниты рудопроявления Высоцкого обогащены совместимыми с дунитами транзитными элементами – элементами группы железа ванадием, никелем и кобальтом и в меньшей степени хромом и марганцем. Максимальным коэффициентом концентрации обладает ванадий, содержания которого в дунитах рудопроявления Высоцкого в 11 раз выше, чем в дунитах Светлоборского массива, что связано с близостью клинопироксенитовой оболочки к рудопроявлению Высоцкого.

4. Дуниты рудопроявления Высоцкого также характеризуются повышенными содержаниями несовместимых с дунитами элементов по сравнению с безрудными дунитами: собственно транзитных элементов – меди, цинка, молибдена и вольфрама в 2 раза, высокозарядных – иттрия в 13 раз, циркония, тория и гафния в 5 раз, крупноионных литофильных элементов – стронция в 9 раз, рубидия в 3 раза, легких РЗЭ (La-Eu) в 11 раз, тяжелых РЗЭ (Gd-Lu) в 13 раз.

В целом несовместимые редкие элементы характеризуются резко дифференцированными коэффициентами накопления и нестабильным характером распределения в дунитах Светлоборского массива.

5. По результатам статистической обработки данных установлено, что хром, марганец, никель и кобальт, а также цинк, фосфор и вольфрам в дунитах имеют значимые положительные коэффициенты корреляции с платиной и друг с другом и могут быть выделены в рудную геохимическую ассоциацию, включающей две группы элементов: дунитовую и горнблендитовую. Жильные горнблендиты массива характеризуются тем же набором типоморфных элементов: мономинеральные (Ni, Co, Zn и W), плагиоклазовые (Zn и W), что подчеркивает их генетическое родство.

6. Отличительной особенностью дунитов рудопроявления Высоцкого являются повышенные в 5-15 раз содержания в них редкоземельных элементов,

что отличает их от дунитов Светлоборского массива, которые, как и дуниты других зональных массивов, характеризуются концентрациями редкоземельных элементов ниже мантийных. Дуниты рудопроявления Высоцкого слабо обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых.

7. В пределах рудопроявления Высоцкого был выделен новый тип платинового оруденения в платиноносных дунитах, приуроченный к приконтактной зоне дунитового ядра. Так как хромититовые сегрегации на Светлоборском массиве имеют достаточно ограниченное распространение, то можно считать, что их вклад в общую платиноносность массива является незначительным.

8. Среднее содержание платины в дунитах рудопроявления Высоцкого составляет 170 мг/т при разбросе значений от 80 до 1450 мг/т. Повышенные концентрации платины в дунитах сопровождаются увеличением значений содержаний других платиновых металлов и золота. Распределение ЭПГ в пределах рудных зон достаточно неравномерное и соответствует схеме $Os < Ru < Rh < Ir < Pd < Pt$.

9. Повышенное отношение Pt/Pd , равное 37, также, как и значительное преобладание суммы легкоплавких платиноидов над тугоплавкими, отличает платинометалльное оруденение дунитов Светлоборского массива от широко известного нижнетагильского хромит-платинового типа коренного оруденения зональных мафит-ультрамафитовых комплексов.

10. Рудная минерализация рудопроявления Высоцкого представлена тонкими прожилками и вкрапленностью магнетита, хроммагнетита и тончайшей вкрапленностью платиноидов: изоферроплатина (85-90%) туламинт (до 10%). В качестве акцессорных минералов присутствуют медно-никелевые сульфиды, самородная медь и золото.

11. Структурно-петрологическим признакам платинометалльного оруденения является высокая (в 3-5 раз превосходящая безрудные дуниты) степень насыщенности платиноносных дунитов многообразными по составу (до

15-20 видов и разновидностей) жильными породами, особенно в эндоконтактовой зоне массива (в зоне контакта дунитов и клинопироксенитовой оболочки).

12. Установлено, что благороднометалльная специализация в элювиальных и делювиально-элювиальных покровных отложениях монометалльная платиновая, наследуемая от коренных источников. Во вторичных ореолах рассеяния выделяются следующие ассоциации элементов: Pt, Pd, Cr, Ni, Co, Mn – характерная для дунитов, и V, Ti, Cu, Zn, Pb, Ba, Sr – характерная для жильных пород.

По итогам выполненных исследований была достигнута поставленная цель, а именно, были выявлены и описаны особенности распределения главных и редких элементов в дунитах Светлоборского массива, в т.ч. в дунитах рудопроявления Высоцкого, и установлены геохимические поисковые признаки коренного оруденения формации платиноносных дунитов в зональных дунит-клинопироксенитовых массивах Платиноносного пояса Урала.

Элементы, выделенные в составе «дунитовой» (Cr, Ni, Co, Mn) и «горнблендитовой» (Zn, W, P) групп рудной ассоциации элементов являются индикаторными элементами платинометалльного оруденения в пределах Светлоборского массива и могут быть использованы при проведении технологического картирования.

Выявленные индикаторные ассоциации элементов, характерные для изученных платиноносных рудопроявлений Светлоборского массива, могут использоваться при литохимических поисках новых платиновых объектов по первичным и вторичным ореолам рассеяния геологическими организациями и предприятиями, занимающихся прогнозированием и поисками платиновых металлов на массивах урало-аляскинского типа ППУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеенко, В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов / В.А. Алексеенко – М: Высшая школа. – 2000. – 275 с.
2. Аникина, Е.В. Состав микровключений в хромшпинелиде, как индикатор генезиса хром-платиноидного орудунения в дунитах Платиноносного пояса Урала / Е.В. Аникина, Е.В. Пушкарев, В.А. Вилисов // Ежегодник-1998. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 1999. – С. 154-160.
3. Бетехтин, А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы / А.Г. Бетехтин. – М.: Изд-во АН СССР, 1935. –148 с.
4. Волченко, Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива (Коренные проявления и россыпи). Путеводитель экскурсии Уральской летней минералогической школы – 99 (20-24 июля 1999 г.). – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. – 28 с.
5. Волченко, Ю.А. Платина Урала (платинометалльное оруденение и перспективы его освоения) / Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В.А. Коротеев и др. // Известия ВУЗов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. – 1994. – №2. – С. 62-85.
6. Волченко, Ю.А. Продуктивность платинометалльных поясов Урала / Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев // Ежегодник ИГиГ УрО РАН. – Екатеринбург. – 1995. – С. 61-63.
7. Волченко, Ю.А. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Часть I / Ю.А. Волченко, К.С. Иванов, В.А. Коротеев и др. // Литосфера. – 2007. – №4. – С. 73-101.
8. Воробьева, О.А. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс среднего Урала. // О.А. Воробьева, Н.В. Самойлова, Е.В. Свешникова // М.: Изд-во АН СССР. – 1962. – 319 с.

9. Высоцкий, Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале / Н.К. Высоцкий. СПб.: Труды Геологического комитета, 1913. – Вып. 62. – 694 с.
10. Высоцкий, Н.К. О коренных месторождениях платины на Урале и в Сибири / Н.К. Высоцкий // Известия Геологического комитета. – 1923. – Т. 12. – С. 15-21.
11. Высоцкий, Н.К. Платина и районы ее добычи / Н.К. Высоцкий. – Л.: 1925. – Т. 4. – С. 347-692.
12. Гайфутдинова, А.М. Вторичные ореолы рассеяния элементов платиновой группы, золота и серебра Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива, Платиноносный пояс Урала / А.М. Гайфутдинова, Ю.М. Телегин, И.В. Таловина, С.О. Рыжкова, В.С. Никифорова // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2015. – №1. – С. 312-318.
13. Гайфутдинова, А.М. Особенности распределения элементов-примесей в дунитах Светлоборского базит-ультрабазитового массива (Средний Урал) / А.М. Гайфутдинова, А.Г. Пилюгин // Металлогения древних и современных океанов-2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов: материалы конференции. – Миасс. – 2013. – С. 104-108.
14. Геология и полезные ископаемые России. В 6-ти томах Т.1: Запад России и Урал. Кн. 2: Урал. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2011. – 584с.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХII (Качканар): Объяснительная записка / Л.И. Десятниченко, И.Ф. Фадеичева, В.В. Парфенов и др. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2005.
16. Готтман, И.А. Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах урало-аляскинского типа / И.А. Готтман, Е.В. Пушкарев // Литосфера. – 2009. – № 2. – С. 78-89.
17. Готтман, И.А. Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.04 / Готтман Ирина Альбертовна – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН. – 2014. – 23 с.

18. Глазунов, О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов / О.М. Глазунов. - Новосибирск.: Наука. – 1981. – 192 с.
19. Додин, Д.А. Платина России: состояние и перспективы / Д.А. Додин и др. // Литосфера. – 2010. – № 1. – С. 3-36.
20. Додин, Д.А. Платинометалльные месторождения мира. Т. II. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения / Д.А. Додин, Э.А. Ланда, В.Г. Лазаренков. – М.: Геоинформцентр, 2003. – 409 с.
21. Ефимов, А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала / А.А. Ефимов // Литосфера. – 2010. – № 5. – С. 134-153.
22. Ефимов, А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах / А.А. Ефимов // Отечественная геология. – 1999. – №3. – С. 31-39.
23. Ефимов, А.А. Существует ли в уральских платиноносных массивах первичный дунит? / А.А. Ефимов // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. – Екатеринбург: АН СССР УНЦ, 1977. – С. 41-50.
24. Ефимов, А.А. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры / А.А. Ефимов, Л.П. Ефимова, В.И. Маегов // Геотектоника. – 1993. – №3. – С. 34-46.
25. Ефремова, С.В. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. – М.: Недра. – 1985.– 511 с.
26. Жариков, В.А. Метасоматизм и метасоматические породы. /В.А. Жариков. – М: Научный мир. –1998. – 492 с.
27. Заварицкий, А.Н. Коренные месторождения платины на Урале / А.Н. Заварицкий // Материалы по общей и прикладной геологии. – Л.: 1928. – Вып. 108. – С. 1-51.
28. Золоев, К.К. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, А.Н. Мардиросьян, В.Н. Хрыпов. – Екатеринбург: «Уральская геолого-съёмочная экспедиция». – 2001. – 198 с.

29. Зырин, Н.Г. Физико-химические методы исследования почв / Н.Г. Зырин. – М.: Изд-во МГУ. – 1980 – 382 с.
30. Иванов, О.К. Зональные ультрамафические массивы Урала / О.К. Иванов // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. – М.: 1981. – С. 326-353.
31. Иванов, О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала / О.К. Иванов. – Екатеринбург: Изд-во Уральского университета. – 1997. – 488 с.
32. Иванов, О.К. Ультрамафические пегматиты концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. / О.К. Иванов – Свердловск: УНЦ АН СССР. – 1986. – 58 с.
33. Иванов, О.К. Флогопитовые ультрамафиты в концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала / О.К. Иванов, В.А. Вилисов // Известия Уральского горного института. – 1993. – Вып. 2. – С. 94-104.
34. Иванова, В.П. Термический анализ минералов и горных пород / В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Т.Н. Красавина и др. – Л.: Недра. – 1974. – 399 с.
35. Кашин, С.А. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распространения коренной платины / С.А. Кашин, С.С. Козак, Л.А. Николаева и др. – М.: Гостехиздат. – 1956. – 135 с.
36. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. – М.: Недра. – 1997. – 248 с.
37. Козлов, А.П. Минералого-технологическая характеристика россыпеобразующих платинометалльных руд зональных базит-ультрабазитовых комплексов // Горный информационно-аналитический бюллетень. – № 15. – 2009. – С. 529-539.
38. Козлов, А.П. Крупно-объемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-аляскинского типа и перспективы их освоения / А.П. Козлов, В.А. Чантурия, Е.Г. Сидоров и др. // Геология рудных месторождений. – 2011. – Т.53. – №5. – С. 419-437.

39. Коротеев, В.А. Состояние геолого-геофизической изученности и минерагении Урала / В.А. Коротеев, Б.М. Алешин, К.К. Золоев // Литосфера. – 2010. – № 1. – С. 4-12.
40. Лазаренков, В.Г. Взаимосвязь содержаний элементов платиновой группы и редкоземельных элементов как критерий прогноза платиноидной минерализации в ультраосновных породах / В.Г. Лазаренков, Е.А. Балмасова, К.Н. Малич // Записки Ленинградского горного института. – 1990. – Т.121. – С. 111-118.
41. Лазаренков, В.Г. Геохимия элементов платиновой группы / В.Г. Лазаренков, И.В. Таловина. – СПб.: Изд-во «Галарт». – 2000. – 266 с.
42. Лазаренков, В.Г. Платинометальная металлогения и реоморфический генезис клинопироксенитов зональных массивов уральско-аляскинского типа / В.Г. Лазаренков // Региональная геология и металлогения. – 1997. – №6. – С. 116-126.
43. Лазаренков, В.Г. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов / В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич, Л.О. Сахьянов. – Л.: Недра. – 1992. – 217 с.
44. Лазаренков, В.Г. Новая оценка перспектив промышленной платиноносности зональных ультрамафитовых массивов Платиноносного пояса Урала / В.Г. Лазаренков, О.К. Иванов, И.Н.Скоробогатов // Платина России. – 1994. – №4. – С. 103-108.
45. Лазаренков, В.Г. Месторождения платиновых металлов / В.Г. Лазаренков, С.В. Петров, И.В. Таловина. – СПб.: Недра, 2002. – 298 с.
46. Ланда, Э.А. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса / Э.А. Ланда, В.Г. Лазаренков // Записки Российского минералогического общества. – 1998. – № 4. – С. 38-50.
47. Ланда, Э.А. Основные геохимические различия пород зональных и альпинотипных массивов: их природы, возможные следствия / Э.А. Ланда, Б.А. Марковский // Региональная геология и металлогения. – 2007. – №30–31. – С. 62-73.

48. Леснов, Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. – 1986. – 136 с.
49. Леснов, Ф.П. Распределение редкоземельных элементов в оливинах ультрамафитов офиолитовой ассоциации / Ф.П. Леснов, Е.И. Ломоносова, А.И. Гончаренко и др. // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 2. – С. 50-60.
50. Леснов, Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах: [В 2 кн.]. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы / Ф.П. Леснов. – Новосибирск: Гео. – 2007. – 403 с.
51. Марин, Ю.Б. Магматические формации и их рудноносность / Ю.Б. Марин, В.Г. Лазаренков. – СПб: Санкт-Петербургский горный институт. – 1992. – 108 с.
52. Малахов, И.А. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы / И.А. Малахов, Л.В. Малахова. – Свердловск: Изд-во АН СССР Уральский филиал. – 1970. – 168 с.
53. Малахов, И.А. О проблеме происхождения зональных массивов Урала и содержащихся в них платины и платиноидов // Известия УГГГА. Серия Геология и геофизика. – Екатеринбург. – 2000. – Вып. 10. – 270 с.
54. Малахов, И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов / И.А. Малахов. – М.: Наука. – 1983. – 223 с.
55. Мочалов, А.Г. Минеральные ряды минералого-геохимических типов россыпей платиноидов (основы локального прогноза) / А.Г. Мочалов // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: Наука – 1994. – С. 198-206.
56. Никифорова, В.С. Жильные породы Светлоборского массива и их петрохимическая характеристика / В.С. Никифорова, Н.И. Воронцова, А.М. Дурягина и др. // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2016. – №2. – С. 236-242.
57. Никифорова, В.С. Породы дайково-жильного комплекса Светлоборского массива Платиноносного пояса Урала / В.С. Никифорова, А.М. Дурягина // Сборник научных трудов по материалам VIII научно-практической конференции «Геология в развивающемся мире». – 2015. – Т.1. – С. 149-153.

58. Никифорова, В.С. Редкие элементы в жильных породах Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива Платиноносного пояса Урала / В.С. Никифорова, А.М. Дурягина, Ю.М. Телегин, И.В. Таловина // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2016. – №2. – С. 244-252.
59. Никольская, Н.Е. Геохимические особенности гипербазитов разлома Романш (Экваториальная Атлантика) / Н.Е. Никольская, Л.Н. Когарко // Геохимия. – 1995. – № 9. – С. 1280-1295.
60. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2008. – 194 с.
61. Пилюгин, А.Г. Геохимия и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Средний Урал: автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук: 25.00.09 / Пилюгин Андрей Геннадьевич – Санкт-Петербург: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». – 2014. – 22 с.
62. Пилюгин, А.Г. Платиноносные жильные хромититы Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива, Средний Урал / А.Г. Пилюгин, В.Г. Лазаренков, Н.И. Воронцова и др. // Записки Горного института. – 2013. – Т. 200. – С. 249-257.
63. Пилюгин, А.Г. Геохимические особенности платиноносных дунитов Светлоборского и Нижнетагильского массивов Платиноносного пояса Урала / А.Г. Пилюгин, А.М. Дурягина, И.В. Таловина, В.С. Никифорова // Записки горного института. – 2015. – Т. 212. – С. 50-61.
64. Пилюгин, А.Г. Химические разновидности минералов платиновой группы в хромититах Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Платиноносный пояс Урала // Записки Российского минералогического общества. – 2013. – Ч. 142. – Вып. 5. – С. 43-53.
65. Пучков, В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала/ В.Н. Пучков – Уфа: ГИЛЕМ, 2000. – 146 с.
66. Пушаровский, Д.Ю. Рентгенография минералов / Д.Ю. Пушаровский. – М: «Геоинформмарк». – 2000. – 292 с.

67. Пушкарев, Е.В. Геологические свидетельства трех стадий формирования клинопироксенитов и связанных с ними основных пород в Платиноносном поясе Урала / Е.В. Пушкарев, С.В. Прибавкин, В.И. Богатов и др. // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2001. – С. 85-89.
68. Пушкарев, Е.В. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса / Е.В. Пушкарев, Е.В. Аникина, Дж. Гарути и др. // Литология. – 2007. – №3. – С. 28-65.
69. Разин, Л.В. Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского Платиноносного пояса / Л.В. Разин. – М.: Университетская книга. – 2008. – 172 с.
70. Рудашевский, Н.С. Минеральные парагенезисы платиноидов в ультрамафитах / Н.С. Рудашевский, А.Г. Мочалов, В.В. Жданов // Записки ВМО. – 1983. – Вып. 1. – С. 3-13.
71. Рудашевский, Н.С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций / Н.С. Рудашевский // Записки ВМО. – 1987. – Вып. 2. – С. 222-238.
72. Савельев, А.А. Тектонические условия расслоения дунит–пироксенитовых тел Платиноносного пояса Урала Нижнетагильского массива / А.А. Савельев, Г.Н. Савельева, И.И. Бабарина, Н.Л. Чаплыгина // Геотектоника. – 2001. – №6. – С. 20-31.
73. Сидоров, Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: автореф. дис. ... д.г.-м.н: 25.00.11 / Сидоров Евгений Геннадьевич. – Петропавловск-Камчатский: ИВДВО РАН, 2009. – 46 с.
74. Складов Е.В. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие / Е.В. Складов. – М.: «Интернет Инжиниринг». – 2001. – 288 с.
75. Скрипниченко, В.А. Различия процессов серпентинизации в гипербазитах и кимберлитах / В.А. Скрипниченко // Минералогический журнал. – 1989. – № 5.– 89-93.

76. Скублов, С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих минералах метаморфических пород. – СПб: Наука. – 2005. – 147 с.
77. Степанов, С.Ю. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) / С.Ю. Степанов, К.Н. Малич, А.В. Козлов и др. // Геология рудных месторождений. – 2017. – Т. 59. – № 3. – С. 238-250.
78. Степанов, С.Ю. Орфология, состав и онтогенез минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала / С.Ю. Степанов, Р.С. Паламарчук, А.В. Антонов и др. // Геология и геофизика. – 2020. – Том 61. – №1 – С. 60-83.
79. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральского типа. Часть I. / Ю.А. Волченко, К.С. Иванов, В.А. Коротеев, Т. Оже // Литология. – 2007. – №3. – С. 3-27.
80. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральского типа. Часть II. / Ю.А. Волченко, К.С. Иванов, В.А. Коротеев, Т. Оже // Литология. – 2007. – №4. – С. 73-101.
81. Таловина, И.В. Геохимия Уральских оксидно-силикатных никелевых месторождений / И.В. Таловина – СПб: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2012. – 270 с.
82. Телегин, Ю.М. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала / Ю.М. Телегин, Т.В. Телегина, Н.Д. Толстых // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. – 2009. – Т.2. – С. 212-215.
83. Толстых, Н.Д. Коренная платиновая минерализация Светлоборского и Нижне-Тагильского массивов, Платиноносный пояс Урала / Н.Д. Толстых, А.П. Козлов, Ю.М. Телегин // Платина России. – 2012. – С. 297-312.

84. Толстых, Н.Д. Коренная платиновая минерализация Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала / Н.Д. Толстых, Ю.М. Телегин, А.П. Козлов // Геология и геофизика. – 2011. – Т.52. – С. 775-793.
85. Ферштатер, Г.Б. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция / Г.Б. Ферштатер, Е.В. Пушкарев // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1987. – № 3. – С. 13-23.
86. Ферштатер, Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала / Г.Б. Ферштатер. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. – 2013. – 368 с.
87. Ферштатер, Г.Б. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса / Г.Б. Ферштатер, Ф. Беа, Е.В. Пушкарев и др. // Геохимия. – 1999. – № 4. – С. 352-370.
88. Фоминых, В.Г. Пироксениты Качканара / В.Г. Фоминых, П.И. Самойлов, Г.С. Максимов, В.А. Макаров. – Свердловск: АН СССР. – Уральский филиал. – 1967. – 84 с.
89. Фоминых, В.Г. Физические свойства, состав и особенности серпентинизации дунитов Нижнетагильского массива на Среднем Урале / В.Г. Фоминых, Е.П. Царицын, В.Е. Каплан // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. – Свердловск: АН СССР УНЦ. – 1978. – С. 42-48.
90. Франк-Каменецкий, В.А. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / В.А. Франк-Каменецкий. – Л: Недра. – 1983. – 359 с.
91. Чантурия, В.А. Дунитовые руды – новый вид платиносодержащего сырья / В.А. Чантурия, А.П. Козлов, Н.Д. Толстых // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2011. – № 1. – С. 553-566.
92. Шмелев, В.Р. К основным проблемам формирования Платиноносного пояса Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2007. – С. 144-157.
93. Шмелев, В.Р. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) / В.Р. Шмелев, С.Д. Филлипова // Геотектоника. – 2010. – №4. – С. 65-86.

94. Штейнберг, Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитах и перидотитах Урала / Д.С. Штейнберг // Труды XXI сессии Международного геологического конгресса. – М. – 1960. – С. 250-260.
95. Штейнберг, Д.С. О зависимости между степенью автометаморфической серпентинизации, распределением железа между бруситом и хризотилом и крупностью оливина в ультрабазитах / Д.С. Штейнберг, И.С. Чашухин // Доклады АН СССР. – 1971. – Т. 196. – № 5 – С. 1196-1199.
96. Штейнберг, Д.С. О режиме флюидов при ранней серпентинизации дунитов / Д.С. Штейнберг, И.С. Чашухин // Доклады АН СССР. – 1978 – Т. 238. – №2 – С. 437-440.
97. Штейнберг, Д.С. Серпентинизация ультрабазитов / Д.С. Штейнберг, И.С. Чашухин – М: Наука. – 1977. – 71 с.
98. Юшко-Захарова, О.Е. Платиноносность рудных месторождений / О.Е. Юшко-Захарова. – М.: Недра. – 1975. – 248 с.
99. Auge, T. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones / T. Auge, A. Genna, O. Legendre // Economic Geology. – 2005. – V. 100. – P. 707-732.
100. Bodinier, J.L. Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinede ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees) / J.L. Bodinier, J. Fabries, J.P. Lorand, J. Dostal, C. Dupuy // Bull. Mineralogy. – 1987. – V. 110.– P. 345-358.
101. Boss, D.B. Differential thermal analysis of biotitic vermiculite to determine vermiculite content / The American Mineralogist. – Vol. 52. – 1967.– P. 294-298.
102. Brindley, G.W. Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification / G.W. Brindley, W. Brown // London. – 1980. – 278 p.
103. Cameron, M. Structural and chemical variations in pyroxenes / M. Cameron, J.J. Papike // American Mineralogist. – 1981.– 66.– P. 1-50.
104. Cawthorn, R.G. Some chemical controls on igneous amphibole compositions / R.G. Cawthorn // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1976. – Vol. 40. – P. 1319-1328.

105. Duparc, L. Sur l'existence d'une nouvelle roche filonienne dans la dunite / *Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences*. – Paris: 1910. – Vol. 151. – P. 1136-1138.
106. Fabries, J. Petrogenesis of the amphibole-rich veins from the Lherz orogenic lherzolite massif (eastern Pyrenees, France): a case study for the origin of orthopyroxene-bearing amphibole pyroxenites in the lithospheric mantle / J.P. Lorand, M. Guiraud // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2001. – Vol. 140. – P. 383-403.
107. Findley, D.C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex. Southern British Columbia // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1969. – Vol. 76. – № 6. – P. 1373-1417.
108. Földvári, M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice / M. Földvári. – Budapest. – 2011. – 179 p.
109. Garuti, G. Compositions and paragenesis of Pt-alloys from chromitites of the Ural-Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia / G. Garuti, E.V. Pushkarev, F. Zaccarini // *Canadian Mineralogist*. – 2002. – Vol. 40. – P. 357-376.
110. Gayfutdinova, A.M. Distribution of trace elements in dunites of Svetloborsky massif / A.M. Gayfutdinova, A.G. Pilugin // *Scientific Reports on Resource Issues*. Freiberg: TU Bergakademie. – 2013. – P. 12-15.
111. Harnois, L. Rare element geochemistry of alnoitic Cretaceous rock and ultramafic xenoliths from Ile Bizard (Quebec, Canada) // L. Harnois, R. Mineau, M. Morency // *Chem. Geol.* – 1990. – Vol. 85. – P. 135-145.
112. Johan, Z. Origin of PGE mineralizations: the role of fluids / Z. Johan // *Principal genetic problems related to mineral deposits of magmatic affiliation. The Betekhtin symposium*. – Moscow: IGEM. – 1997. – P. 265-266.
113. Johan, Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization / Z. Johan // *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group element. Canada, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum*. – 2002. – P. 669-719.

114. Krause, J. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains / J. Krause, G.E. Brugman, E.V. Pushkarev // *Lithosphere*. – 2007. – V. 95. – P. 19-42.
115. Kushiro, I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures / I. Kushiro // *American Journal of Science*. – Vol. 267. – 1969. – P. 269-294.
116. Le Bas, M.J. A note on the IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *Journal of Petrology*. – 2000. – Vol. 41. – № 10. – P. 1467-1470.
117. Leake, B.E. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, commission on new minerals and mineral names / B.E. Leake, A.R. Wooley, C.E. Arps et al. // *Canadian Mineralogist*. – 1997. – Vol. 35. – P. 219-246.
118. Litpay, G. Atlas of thermoanalytical curves / G. Litpay. – Budapest. – 1971-1976.
119. Majmundar, H.H. Shorter communications: Pargasites from Madagascar / Majmundar H.H. // *The Canadian Mineralogist*. – 1969. – Vol. 10. – P. 97-100.
120. Malitch, K.N. Pt-Fe Nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study / K.N. Malitch, O. Thalhammer // *The Canadian Mineralogist*. – 2002. – Vol. 40. – P. 395-418.
121. Martin, R.F. Amphiboles in the Igneous Environment. *Reviews Mineralogy and Geochemistry*. – 2007. – V. 67. – P. 323-358.
122. McDonough, W.F. Constrains of the composition of continental lithospheric mantle / W.F. McDonough // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1990. – Vol. 101. – № 1. – P. 1-18.
123. Morimoto, N. Nomenclature of pyroxenes / N. Morimoto, J. Fabries, A.K. Ferguson et al. // *Canadian Mineralogist*. – 1989. – V. 27. – P. 143-156.
124. Nielson, J.E., Wilshire H.G. Magma transport and metasomatism in the mantle: a critical review of current geochemical models / J.E. Nielson, H.G. Wilshire // *American Mineralogist*. – 1993. – Vol. 78. – P. 1117-1134.
125. Nikiforova, V.S. Features of the mineral composition of the dike-veined complex rocks of the Svetloborsky massif / V.S. Nikiforova, I.V. Talovina, A.M. Duryagina // *Scientific Reports on Resource Issues. Freiberg: TU Bergakademie*. – 2015. – P. 46-51.

126. Nikiforova, V.S. Rocks of dike-veined complex in the Svetloborsky massif, the Ural Platinum Belt / V.S. Nikiforova, I.V. Talovina, A.M. Duryagina // *Scientific Reports on Resource Issues*. Freiberg: TU Bergakademie. – 2014. – P. 75-79.
127. Pacero, M. Nomenclature of the apatite supergroup minerals / M. Pacero, A.R. Kampf, C. Ferraris, I.V. Pekov // *European Journal of Mineralogy*. – 2010.– Vol. 22. – P. 163-179.
128. Pilugin, A.G. Distribution of trace Elements in dunites of Svetloborsky massif, Central Urals / A.G. Pilugin, A.M. Gayfutdinova, V.S. Nikiforova // *Scientific Reports on Resource Issues*. – 2013.– Vol. 1. – P. 63-69.
129. Pilugin, A.G. Platinum-group minerals in chromite veins of Svetly Bor zonal clinopyroxenite-dunite massif of the Ural-Alaskan type, Central Urals / I.V. Talovina, A.G. Pilugin, N.I. Vorontsova et al. // *Scientific Reports on Resource Issues*. – 2012. – Vol. 1. – P. 53-58.
130. Presnall, C.D. Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma / C.D. Presnall, S.A. Dixon, J.R. Dixon et al. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978.– Vol. 66. – № 2. – P. 203-220.
131. Richet, P. High-temperature X-ray diffraction and Raman spectroscopy of diopside and pseudowollastonite / P.Richet, B.O. Mysen, J. Ingrin // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 1998. – Vol. 25. – P. 401-414.
132. Revillon, S. Geochemical Study of Ultramafic Volcanic and Plutonic Rocks from Gorgona Island, Colombia: the Plumbing System of an Oceanic Plateau / S. Revillon, N.T. Arndt, C. Chauvel et al. // *Journal of Petrology*. – 2000. – Vol. 41. – № 41. – P. 1127-1153.
133. Rollinson, H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation / H.R. Rollinson. – Singapore. – 1993. – P. 352.
134. Tolstykh, N.D. Platinum Lode deposits in the Galmoenanskiy and Svetloborsky massifs (Ural-Alaskantype) / N.D. Tolstykh, E.G. Sidorov, Yu.M.Telegin, A.P. Kozlov // *11-th International Platinum Symposium*. – 2010. – P. 488-491.

135. Tolstykh, N.D. Platinum mineralization of the Svetloborsky and Kamenushinsky massifs (Ural Platinum belt) / N.D. Tolstykh, Yu.M. Telegin, A.P. Kozlov // *Russian geology and geofisics*. – 2011. – P. 603-619.
136. Viti, C. Serpentine minerals discrimination by thermal analysis / C. Viti // *American Mineralogist*. – 2010. – Vol. 95. – P. 631-638.
137. Whittaker, E.J.W. The Characterization of serpentine minerals by X-Ray diffraction / E.J.W. Whittaker, J. Zussman // *Mineralogical Magazine*. – 1956. – Vol. 31. – P. 201-215.

Фондовая литература

138. Алёшков, А.Н. Предварительный отчет Платиновой экспедиции Уралзолото о работах по коренной платине, произведенных в области дунитовых массивов Светлый Бор и Вересовый бор в 1942 году/ А.Н. Алешков. – Екатеринбург: ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу». – 1943. – 8 с.
139. Бетехтин, А.Г. Коренные месторождения платины на Урале и критерии для их поисков разведок и эксплуатации / А.Г. Бетехтин. – Екатеринбург: ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу». – 1942. – 13 с.
140. Духнин, С.П. Месторождения россыпной и рудной платины Косьинского приискового района. / С.П. Духнин. – Екатеринбург: ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу». – 1950. – 30 с.
141. Зайцев, Г.Б. Геологическая карта Урала Масштаба 1:50 000 листов О-40-47-А, О-40-47-Б. Отчёт Исовской геологосъёмочной партии за 1960 г. / Г.Б. Зайцев, Л.Т. Каретина // Екатеринбург: ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу». – 1960. – 85 с.
142. Золоев, К.К. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Среднего Урала. Отчет по теме: «Оценка перспектив выделения новых типов платинометального оруденения в габбро-гипербазитовых комплексах и черносланцевых толщах Северного, Среднего и северной части Южного Урала на территории деятельности КПП по Свердловской области за 1995-2000 гг.» / К.К. Золоев, А.Н. Мардиросьян // Екатеринбург. – 2000.

143. Коровин, Н.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист О-40-ХП / Н.Ф. Коровин, Б.П. Козин // 1985 г.
144. Мардиросьян, А.Н. Оценка платиноносности габброидных комплексов Среднего Урала / А.Н. Мардиросьян, В.И. Цехмистренко В.И. // Свердловск. – 1988 г. – 78 с.
145. Решитько, В.А. Качканарское рудное поле. Отчет о результатах геологосъёмочных работ за 1946-1952 гг. / В.А. Решитько. – 1953. – 112 с.
146. Телегин, Ю.М. Отчет о поисковых работах на платиноиды, проведенных в пределах Светлоборской площади в 2001-2005 гг. / Ю.М. Телегин, Т.В. Телегина // Екатеринбург: 2006. – 151 с.
147. Телегин, Ю.М. Отчет о поисковых работах на платиноиды, проведенных в пределах Светлоборской площади в 2007-2009 гг. / Ю.М. Телегин, Т.В. Телегина // Екатеринбург: 2009. – 171 с.
148. Ушков, Б.К. Отчёт о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Верхне-Вильвенской площади в водораздельной части Среднего Урала (листы О-40-46-Г, О-40-46-Б, Г) и общих поисков на россыпное золото. 1982-1987 гг. / Б.К. Ушков. – 1987. – 123 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Содержание редких элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого

Таблица А.1 – Содержание редких элементов в дунитах рудопроявления Высоцкого, г/т

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	х
Элементы группы железа																		
V	146,2	166,3	124,7	145,3	130,9	174,5	138,2	177,7	160,9	155,4	156,1	165,9	165,1	157,0	174,7	137,2	135,1	156,1
Cr	1962,4	2155,0	2289,4	1760,2	1956,3	1945,3	1820,6	1890	1680	1795,0	1750	1854	1950	1796,0	1867,2	1810	2122,7	1867,2
Ni	749,7	828,1	927,2	946,3	1048,6	875,8	864,3	1040	956	835,3	876	804	1053	950,0	1059,9	844	999,5	927,2
Co	110	124	138	135	120	184	120	177	163	147	106	125	116	164	105	106	98	124
Группа транзитных элементов																		
Cu	29,8	32,1	31,7	26,9	28,7	24,8	25,4	26,8	28,8	26,2	26,2	28,7	26,7	27,1	28,5	26,6	31,4	27,1
Zn	172,2	173,6	165,5	164,7	158,2	162,5	174,9	148,6	157,8	159,8	162,6	175,6	176,9	165,0	170,9	181,2	188,3	165,5
Pb	16,8	14,6	10,8	22,2	17,5	12,2	13,4	12,4	13,4	18,5	31,9	20,8	35,0	27,7	32,1	32,8	29,2	18,5
Группа крупноионных литофилов																		
Rb	2,7	2,8	2,0	2,9	3,3	2,5	2,0	2,9	3,2	2,7	3,2	2,8	2,4	2,3	3,2	3,5	2,2	2,8
Sr	83,1	46,2	64,9	80,1	92,8	96,1	78,2	42,8	36,9	43,4	34,6	32,6	26,1	24,9	31,2	23,1	12,5	42,8
Cs	< п.о.	< п.о.	0,18	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,11	< п.о.	0,20	0,23	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,050
Ba	9,0	8,3	6,5	11,3	12,7	8,3	10,2	11,8	7,5	5,7	7,2	5,9	6,4	4,5	4,6	3,4	3,7	7,2
Группа высокозарядных элементов																		
Y	5,9	3,4	4,36	2,8	6,2	5,5	7,5	4,3	3,1	4,0	2,2	4,3	5,6	4,4	5,4	6,8	4,4	4,4
Zr	8,8	13,5	6,9	10,5	7,5	8,9	11,3	9,0	9,4	7,6	5,3	3,8	7,6	8,6	10,0	12,1	7,1	8,8
Nb	0,21	0,44	0,19	0,25	0,27	0,30	0,46	< п.о.	< п.о.	0,47	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,10	0,25
Th	0,18	0,25	0,34	0,28	0,40	0,50	0,17	< п.о.	0,380	0,23	< п.о.	< п.о.	0,400	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,234
U	< п.о.	0,05	0,05	0,04	< п.о.	0,05	0,15	< п.о.	0,140	0,08	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,180	< п.о.	0,050
Hf	0,30	0,45	0,34	0,58	0,36	0,76	0,59	0,053	0,310	0,25	0,020	0,065	0,140	0,15	< п.о.	0,210	0,17	0,249

Продолжение таблицы А.1

Группа редкоземельных элементов																		
La	1,63	1,77	2,12	1,41	2,54	1,97	1,92	1,180	3,140	3,03	2,180	2,200	2,000	1,72	1,12	2,340	2,18	2,000
Ce	5,57	4,69	3,84	1,20	5,12	6,34	5,86	2,110	5,660	7,20	3,320	2,330	3,080	4,12	5,34	3,620	2,13	4,121
Pr	1,15	0,71	1,00	0,84	1,23	0,98	1,35	0,300	0,910	0,98	1,050	0,880	1,340	1,38	0,57	0,870	1,06	0,980
Nd	6,57	2,99	4,56	3,45	6,20	3,29	7,14	2,410	4,030	4,23	5,270	4,340	2,410	3,19	2,87	4,250	6,16	4,226
Sm	0,69	0,69	0,47	1,28	1,61	1,34	1,07	0,310	1,000	0,95	0,700	0,042	0,680	0,87	0,61	1,180	0,53	0,700
Eu	0,29	0,12	0,18	0,39	0,45	0,06	0,80	0,081	1,300	0,70	0,450	0,219	0,150	1,02	0,08	0,074	0,03	0,219
Gd	0,89	0,57	1,44	0,86	1,36	1,27	0,78	0,410	0,940	0,98	0,240	0,360	0,450	0,56	1,20	0,860	0,08	0,860
Tb	0,24	0,08	0,02	0,19	0,16	0,37	0,18	0,025	0,130	0,15	0,009	0,013	0,078	0,01	0,01	0,018	< п.о.	0,078
Dy	1,41	0,61	0,54	0,96	1,85	1,44	1,26	0,140	0,610	0,77	0,022	0,039	0,380	0,08	< п.о.	0,092	0,04	0,540
Ho	0,26	0,11	0,03	0,24	0,18	0,47	0,38	0,026	0,120	0,15	0,008	< п.о.	0,094	< п.о.	0,02	0,033	< п.о.	0,094
Er	0,29	0,30	0,06	0,15	0,62	0,48	0,54	0,069	0,370	0,41	0,011	0,014	0,250	0,07	0,06	0,065	0,09	0,150
Tm	0,11	0,05	0,08	0,05	0,11	0,14	0,19	0,014	0,047	0,06	0,0050	0,110	0,025	0,050	0,08	0,061	< п.о.	0,058
Yb	0,31	0,30	0,26	0,43	0,28	0,67	0,22	0,075	0,360	0,37	0,017	0,045	0,270	0,17	0,05	0,096	< п.о.	0,260
Lu	0,06	0,08	< п.о.	0,02	0,09	0,11	0,03	0,014	0,059	0,06	< п.о.	0,005	0,032	< п.о.	0,02	0,021	< п.о.	0,021
Благородные металлы																		
Pd	< п.о.	< п.о.	0,01	0,01	0,082	0,09	0,054	0,079	0,0049	0,0062	< п.о.	0,012	< п.о.	0,01	< п.о.	0,014	< п.о.	0,010
Pt	0,16	0,22	0,08	0,12	0,09	0,17	0,14	0,18	0,18	0,22	0,13	1,01	0,10	1,45	0,33	0,73	0,14	0,170
Au	0,012	0,005	0,021	0,016	0,032	0,018	0,02	0,031	< п.о.	< п.о.	0,025	0,029	0,021	0,4	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,018
Ru	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,001
Rh	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,005	0,0048	0,0021	0,0031	0,0081	0,0041	< п.о.	< п.о.	0,0076	< п.о.	0,001
Ir	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,013	< п.о.	0,0030	< п.о.	0,0083	0,0034	< п.о.	< п.о.	0,0056	< п.о.	0,001
Ag	0,0280	0,0320	0,0240	0,0240	0,0210	0,0150	0,0240	< п.о.	< п.о.	0,028	0,025	0,029	0,021	0,0180	0,0160	< п.о.	0,0120	0,021

Примечание. \bar{x} – среднее, S – стандартное отклонение от среднего. ЦЛ ВСЕГЕИ, ICP-MS, нижние пределы 2,5 г/т (V), 2 г/т (Rb, Sr), 3 г/т (Ba), 1,0 г/т (Cr, Ni, Cu, Zn, Pb) 0,1 г/т (Cs, Y, Th, U, Er), 0,5 г/т (Zr, Nb), 0,01 г/т (Hf, La-Nd, Gd, Dy, Yb), 0,005 г/т (Sm, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu), < п.о. – ниже предела обнаружения прибора.

Таблица А.2 – Содержание редких элементов в дунитах Светлоборского массива, г/т

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	x
Элементы группы железа											
V	14,9	16,3	8,3	8,8	13,8	4,2	13,9	15,3	12	19	13,85
Cr	1086,2	1325,5	1260,3	1160,8	1228,1	1360,4	1230,6	1410,2	1380,7	1190,3	1245,4
Ni	223,1	375	552	560	540	470	430	346	415	474	450
Co	54	35	68	40	38	53	32	42	21	23	39
Группа гранзитных элементов											
Cu	13,2	12,3	13,2	9,6	14,4	13	12,2	10,8	13,8	14,5	13,1
Zn	37,9	42,6	43,4	46,4	40,3	38,5	34,9	35	41,7	38,9	39,6
Pb	12,5	17,3	15,8	12,8	10,3	14,3	11,6	12,8	10,2	17,6	12,8
Группа крупноионных литофилов											
Rb	1,03	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	3,85	< п.о.
Sr	7,22	9,9	5,06	4,04	6,2	1,68	2	2,67	5,3	3,32	4,55
Cs	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,24	< п.о.
Ba	4,49	9,2	17,3	21,6	22,3	3,21	5,71	11,4	11	22,9	11,2
Группа высокозарядных элементов											
Y	0,37	2,3	0,17	0,7	0,28	0,1	0,32	0,62	0,2	6,47	0,343
Zr	4,87	2,42	1,41	1,18	0,92	0,87	0,76	2,68	1,1	3	1,295
Nb	0,22	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,71	< п.о.
Th	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,44	< п.о.
U	< п.о.	0,59	< п.о.	< п.о.	0,65	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,14	< п.о.
Hf	0,05	0,082	0,046	0,052	0,066	0,015	< п.о.	0,072	0,03	0,036	0,049
Группа редкоземельных элементов											
La	0,3	1,54	0,36	0,39	0,094	0,049	0,24	0,54	0,2	0,9	0,331
Ce	0,7	0,89	0,21	0,34	0,059	0,089	0,2	0,99	0,28	1,38	0,31
Pr	0,11	0,22	0,038	0,098	0,035	0,012	0,046	0,13	0,034	0,37	0,072
Nd	0,3	2,1	0,23	0,55	0,2	0,074	0,25	0,7	0,2	0,68	0,273
Sm	0,09	0,53	0,035	0,12	0,046	0,02	0,03	0,19	0,02	0,26	0,069
Eu	0,05	0,091	0,023	0,025	0,01	< п.о.	0,018	0,036	0,011	0,21	0,023
Gd	0,12	0,41	0,018	0,085	0,014	< п.о.	0,042	0,16	0,02	0,35	0,064
Tb	0,02	0,047	0,008	0,0097	< п.о.	< п.о.	0,011	0,018	< п.о.	0,04	0,01
Dy	0,11	0,35	0,013	0,049	0,016	< п.о.	0,029	0,093	< п.о.	0,03	0,03
Ho	0,02	0,053	0,007	0,011	0,0097	< п.о.	< п.о.	0,024	< п.о.	0,02	0,01
Er	0,07	0,16	< п.о.	0,043	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,056	< п.о.	0,075	0,024
Tm	0,01	0,024	< п.о.	0,0097	0,0076	< п.о.	< п.о.	0,008	< п.о.	0,03	0,008
Yb	0,07	0,15	0,023	0,045	0,028	< п.о.	0,035	0,11	0,03	0,02	0,032
Lu	0,01	0,028	< п.о.	< п.о.	0,0076	< п.о.	< п.о.	0,007	< п.о.	0,01	0,005
Благородные металлы											
Pd	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,056	< п.о.	< п.о.	0,08	0,009	< п.о.	0,0062	0,003
Pt	0,02	0,0034	0,033	0,022	0,0041	0,0041	0,026	0,022	0,004	0,02	0,02
Au	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,02	0,023	0,037	< п.о.
Ru	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,0022	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.
Rh	< п.о.	0,0038	< п.о.	0,0035	0,0039	0,004	0,0071	< п.о.	< п.о.	0,0065	0,004
Ir	< п.о.	< п.о.	< п.о.	0,0089	0,0059	< п.о.	0,013	< п.о.	< п.о.	< п.о.	< п.о.
Ag	< п.о.	0,021	0,015	0,014	0,012	0,013	0,02	0,02	< п.о.	0,027	0,015

ПРИЛОЖЕНИЕ Б**Содержание редких элементов в жильных породах**

Таблица Б.1 – Содержание редких элементов в диопсидитах, г/т

№ п/п	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W
1	259	280	86	1500	1200	51	100	0,9	2,9
2	234	430	150	1200	1200	42	110	1,0	3,2
3	257	420	96	1300	1200	46	110	3,2	3,6
4	241	260	70	1500	1100	47	93	0,6	3,4
5	250	220	96	1200	1300	49	110	1,0	3,8
6	228	300	100	1300	1100	45	100	1,8	4,4
7	233	300	80	1500	910	35	110	0,6	3,3
8	238	310	81	1500	1200	47	82	0,5	2,6
9	229	390	140	1100	1500	49	120	0,7	3,4
10	244	350	93	1300	1300	43	92	0,7	2,9
11	234	450	100	1200	1100	38	93	0,7	3,2
12	238	270	68	1600	990	53	120	0,6	2,9
13	229	480	92	1100	1300	47	87	0,6	3,1
14	232	450	89	1200	1200	47	110	0,8	4,3
15	242	360	100	1500	1500	43	150	1,0	4,7
16	257	450	74	1500	990	36	110	1,4	3
17	247	270	78	1700	1200	45	120	1,1	4,5
18	231	610	120	1800	1200	42	98	1,0	4,3
19	235	610	120	1500	1500	36	110	1,5	4,5
20	258	370	82	1200	1200	50	120	1,3	3,6
21	246	660	110	1700	1500	37	100	1,5	3,4
22	256	220	59	1300	1400	39	67	2,5	3,7
23	245	250	59	1500	830	45	91	0,8	3,9
24	257	770	110	1500	1200	32	98	1,2	3,3
25	259	360	82	1300	1100	38	81	0,7	2,8
26	247	500	120	1200	1500	38	110	0,7	3,2
27	246	330	93	1400	990	40	77	1,4	3,2
28	236	450	130	1300	1400	37	84	2,1	3,5
29	247	580	170	1200	1400	41	96	1,1	4,5
30	254	320	110	1600	1400	47	69	3,2	3,6
31	253	240	70	1600	1100	45	84	3,1	3
32	244	320	90	1400	1200	51	98	3,1	3,6
33	242	480	150	1700	1400	50	75	3,2	3,7
34	230	520	140	1300	1400	54	86	5,8	3,1
35	243	380	79	1200	1500	54	100	2,9	2,8
36	255	220	71	1500	990	57	80	3,5	2,7
x	244	365	93	1400	1200	45	98	1,1	3,4
S	9,91	135,04	27,31	186,70	185,97	6,18	17,10	1,19	0,58

Таблица Б.2 – Содержание редких элементов в горнблендитах мономинеральных,
г/т

№ п/п	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W
1	100	390	63	1200	1000	35	199	2,5	3,7
2	140	280	61	960	1100	27	185	2,7	4,2
3	130	310	72	1200	1400	21	170	2,8	3,5
4	160	380	95	1000	1400	20	184	3,6	3,1
5	170	230	93	1300	1500	29	183	3,3	4
6	130	260	93	1200	1500	24	190	3,2	4,5
7	130	420	83	1100	1400	38	181	3,7	4,4
8	110	340	100	800	1400	27	176	3,4	3,9
9	130	320	72	900	1200	25	182	3,3	4,5
10	100	290	57	1300	1100	27	172	3,5	4,1
11	100	390	95	1200	1300	35	200	3,4	3,1
12	170	260	86	1300	1600	33	198	3,2	3,3
13	140	230	71	1300	1300	35	210	3,5	3,5
14	140	260	75	900	950	33	180	3,7	3,8
15	130	230	57	1300	1600	25	180	3,5	3,4
16	100	290	60	1100	1300	32	184	3,6	3,5
17	120	290	81	980	1400	28	174	3,2	3,5
18	110	280	71	900	1300	20	177	3,1	3,6
19	100	260	66	900	1200	29	187	2,8	3,3
20	150	220	35	1100	1000	25	181	3,5	4,2
21	230	330	67	1200	2200	30	210	3,4	4,6
22	190	370	81	1200	1600	34	184	3,7	3,7
23	200	440	76	1100	1500	28	192	3,8	3,8
24	130	380	71	1200	1400	19	194	3,2	4,5
25	140	350	67	1200	1400	27	200	3,5	4,4
26	140	270	100	1000	1500	37	182	3,7	3,1
27	140	230	66	880	930	40	190	3,6	3,6
28	130	230	45	1200	1000	26	197	3,5	4,1
29	120	220	35	1100	1200	26	189	3,2	3,7
30	170	210	51	1300	1400	33	178	3,7	3
31	140	250	71	980	1600	18	190	3,2	5,1
x	130	280	71	1100	1400	28	184	3,4	3,7
S	30,42	64,69	16,88	149,79	253,42	5,70	10,04	0,32	0,52

Таблица Б.3 – Содержание редких элементов в горнблендитах плагиоклазовых, г/т

№ п/п	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W
1	120	300	87	860	1200	48	123	4	3,8
2	120	98	71	890	1100	35	112	3,7	3,9
3	190	480	86	920	1700	72	135	3,8	3,6
4	140	89	68	970	1100	45	120	4	3,6
5	100	150	93	730	1800	42	127	3,7	3,9
6	130	580	96	790	1600	40	126	4,3	3,5
7	110	420	78	870	1200	38	132	4,9	3,2
8	110	280	68	930	1100	32	137	3,6	3,4
9	110	72	71	990	1100	36	146	3,8	3,1
10	110	220	80	1000	1100	30	123	3,8	3,7
11	140	550	110	850	1600	41	134	3,7	3,1
12	200	200	92	940	1300	23	120	4,2	3,3
13	170	72	64	880	1000	37	132	3,9	3,8
14	100	120	85	810	1400	51	135	3,8	3,5
15	100	260	86	1000	1600	39	110	4,1	3,6
16	160	190	98	930	1300	38	120	3,6	3,7
17	130	140	82	840	1000	30	120	3,8	3,9
18	130	210	91	990	1300	36	139	4,1	3,4
19	220	240	87	840	1300	42	134	4,4	3,1
20	140	71	88	980	1200	43	124	5	3,5
21	140	110	97	860	1000	42	120	4,2	3,6
22	100	200	84	900	1000	56	145	3,8	3,7
23	110	210	69	950	1100	50	152	3,7	3,1
24	150	75	88	890	1100	66	120	4,3	3,7
25	110	160	98	960	1200	59	142	5,0	3,8
26	140	60	61	980	1900	58	123	4,1	3,9
27	230	160	85	440	1100	64	127	4,3	3,5
28	150	290	86	920	1200	92	134	4,2	3,2
29	150	330	80	900	1000	63	124	3,8	3,9
30	230	110	98	730	1300	45	115	4,4	3,1
31	210	120	93	1000	1900	56	120	4,4	3,5
32	180	170	85	980	1200	49	145	3,6	3,2
33	160	350	80	840	1800	62	164	4,1	3,8
34	220	89	78	770	1200	97	134	4,2	3,8
35	160	130	85	860	1400	66	153	4,6	3,4
36	140	180	86	1000	1700	34	140	4,2	3,6
37	130	490	110	940	1800	54	129	3,7	3,7
38	110	130	93	980	1000	50	123	4,3	3,9
x	140	175	86	910	1200	45	128	4,1	3,6
S	39,08	138,52	11,33	106,86	284,91	15,98	11,98	0,38	0,27

Таблица Б.4 – Содержание редких элементов в серпентиновых метасоматитах, г/т

№ п/п	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W
1	80	240	70	1400	1200	27	110	4,5	2,7
2	80	320	78	1400	1000	29	96	4,8	3,1
3	85	350	71	1200	920	42	84	1,1	2,1
4	92	380	91	1500	1400	26	120	0,6	3,1
5	97	410	70	1300	1200	41	110	0,7	2,4
6	100	310	80	1900	1200	29	110	1,8	3,6
7	87	430	98	1500	1100	41	99	1,0	2,5
8	89	520	120	1400	1500	46	110	1,8	3,4
9	96	470	100	1600	1700	37	110	0,7	3,9
10	96	570	130	1900	1700	35	120	1,9	4,2
11	100	280	59	1400	1200	29	88	0,8	2,7
12	87	460	74	1400	930	42	85	1,2	3,3
13	94	530	84	1300	1100	39	95	1,0	3,9
14	76	470	79	1200	1100	38	87	1,2	3,2
15	71	430	62	1500	970	34	89	1,3	2,9
16	99	240	58	1600	1000	21	71	1,3	2,1
17	98	340	82	1600	1300	30	130	1,2	3,6
18	75	560	75	1500	920	41	95	0,6	2
19	98	260	59	1600	990	34	71	1,4	2,1
20	100	170	54	1400	900	26	68	1,8	1,9
21	102	190	63	1500	1100	26	86	1,5	2,2
22	110	220	56	1200	1300	30	93	2,5	3,1
23	94	260	70	1400	1300	36	100	0,9	2,7
24	86	190	53	1100	1200	25	92	2,2	2,7
25	89	440	57	1400	1200	38	85	0,8	2,6
26	96	160	57	1100	1200	26	95	0,7	2,4
27	83	240	65	1200	1100	28	80	2,2	3,2
28	94	200	52	1600	1100	18	89	0,6	3,1
29	120	270	70	1100	1800	26	100	2,3	3,0
30	98	330	73	1900	1300	18	90	0,6	3,4
31	99	160	61	1600	1400	40	110	0,7	1,4
32	110	400	140	1700	1200	19	120	0,7	4,5
33	100	290	78	1600	1100	19	98	0,6	3,5
34	87	210	61	1200	1000	21	72	0,6	1,9
35	98	420	110	1700	1700	21	130	0,8	3,9
x	96	320	70	1400	1200	29	95	1,1	3,0
S	10,27	121,83	21,86	220,08	237,86	8,10	16,18	0,99	0,73

Таблица Б.5 – Содержание редких элементов в хлоритовых метасоматитах, г/т

№ п/п	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W
1	52	200	61	1000	970	15	68	1,3	2,6
2	55	170	49	1100	1100	18	68	0,6	3,0
3	87	200	49	1000	1100	17	68	1,8	2,6
4	56	150	59	1000	840	19	74	0,6	2,6
5	46	240	59	1300	970	18	63	0,5	2,1
6	89	250	56	1200	930	17	73	0,6	2,8
7	83	190	61	1400	1500	15	78	2,5	2,8
8	68	200	58	1200	930	20	72	0,6	2,2
9	60	280	66	1500	1200	18	76	0,6	1,8
10	46	330	77	1400	1100	14	72	0,6	2,0
11	66	220	42	1200	840	19	79	0,5	1,9
12	62	230	46	1200	990	20	78	0,6	2,0
13	42	360	62	1100	930	19	72	0,6	1,9
14	75	270	65	1600	1100	19	69	2,5	3,7
15	91	250	47	1100	1200	16	76	3,9	2,7
16	88	240	48	1200	1200	12	61	2,4	3,3
17	84	210	49	1300	1200	13	72	2,3	2,9
18	84	180	51	1400	1400	11	74	2,9	3,3
19	62	240	66	1100	1500	14	61	2,6	3,2
20	85	210	53	1100	1400	12	66	2,7	2,9
21	50	160	56	1300	1400	14	59	1,9	2,7
22	63	160	46	1100	1300	13	67	2,4	2,8
23	59	170	65	1200	980	12	25	2,7	2,9
24	55	200	56	1100	840	17	67	1,9	2,4
25	97	250	47	1400	1100	19	77	1,4	3,4
26	78	190	52	1600	870	20	69	2,6	2,6
27	57	270	67	1700	890	18	71	2,5	2,9
28	81	290	65	1500	930	18	77	1,3	2,7
29	86	160	40	1100	800	18	77	1,9	2,2
30	51	170	51	1000	760	20	68	1,7	2,2
31	64	190	63	1200	910	17	64	1,8	2,5
32	75	270	68	1400	760	18	69	2	2,7
33	76	200	46	1900	880	19	70	3,8	3,2
34	67	240	68	1600	940	18	70	2,5	3,1
35	68	230	56	1800	910	18	64	3,7	3,3
36	61	260	75	1900	1100	20	65	3,2	3,3
37	77	180	65	1600	940	18	71	3,9	3,4
38	58	230	59	1800	970	16	75	3,3	2,8
39	69	270	65	1500	970	20	73	2,5	2,8
x	67	220	58	1300	970	18	70	2,0	2,8
S	14,46	47,92	9,06	262,06	201,49	2,65	8,89	1,06	0,49

Таблица Б.6 – Содержание редких элементов в флогопит-вермикулитовых метасоматитах, г/т

№ п/п	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W
1	84	130	42	510	820	26	63	2,0	1,9
2	85	120	35	600	800	19	65	1,9	2,7
3	100	65	25	440	720	27	64	1,2	1,6
4	78	45	28	480	770	21	64	1,1	1,3
5	84	49	27	540	720	25	63	0,9	1,6
6	85	40	23	520	590	22	60	0,9	1,5
7	73	31	19	450	680	20	56	0,8	1,3
8	66	28	18	470	490	21	62	0,7	1,3
9	84	91	29	510	560	27	62	0,9	1,6
10	64	59	31	590	730	18	63	0,6	1,7
11	84	94	38	510	930	22	64	0,8	1,9
12	100	130	27	500	550	30	65	0,8	1,7
13	82	80	28	460	830	20	63	0,6	1,7
14	74	90	37	520	660	24	64	0,7	1,8
15	85	63	26	720	700	20	64	0,7	1,7
16	82	55	26	440	730	22	64	0,8	1,5
17	77	40	19	480	640	20	62	0,7	1,4
18	76	57	23	510	570	23	58	0,7	1,3
19	87	98	25	520	560	29	63	0,7	1,5
20	79	50	23	460	690	22	55	0,7	1,3
21	81	50	21	490	750	22	61	0,7	1,3
22	71	70	39	600	900	10	51	3,1	2,7
23	84	89	25	740	750	20	65	0,3	1,7
24	75	90	30	550	690	26	64	0,6	1,6
25	66	70	41	540	620	27	63	0,7	1,8
26	100	88	26	490	640	20	65	2,4	2,7
27	88	76	25	570	520	13	25	2,2	1,8
28	100	98	38	600	990	18	58	2,5	2,8
29	76	100	36	480	910	11	59	2,0	2,6
30	39	96	44	710	800	14	59	1,7	2,0
31	44	88	31	520	630	12	52	2,5	2,1
32	88	86	39	490	900	20	63	4,2	1,7
33	95	66	29	530	730	20	63	3,6	1,7
34	95	140	40	560	960	23	65	3,5	2,3
x	83	78	28	515	720	21	63	0,85	1,7
S	13,76	28,50	7,29	74,88	130,92	4,88	7,25	1,03	0,45

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Матрицы коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в метасоматитах

Таблица В.1 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в серпентиновых метасоматитах ($r_{\text{знач}} = 0,35$ для 95%-й вероятности, 35 проб)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	-0,32	1,00									
Ni	0,54	-0,34	1,00								
Co	0,51	-0,23	0,41	1,00							
Cr	0,00	0,18	0,15	-0,11	1,00						
Mn	-0,20	0,47	0,12	0,03	0,21	1,00					
Cu	0,20	-0,37	0,61	0,08	-0,20	-0,03	1,00				
Zn	-0,03	0,19	0,19	-0,09	0,38	0,67	0,05	1,00			
Mo	-0,13	-0,17	-0,13	-0,21	-0,20	-0,02	-0,04	-0,01	1,00		
W	0,10	0,18	0,34	0,26	0,37	0,47	-0,16	0,57	0,04	1,00	
P	-0,15	0,22	0,10	-0,26	0,11	0,40	0,12	0,64	-0,04	0,18	1,00

Таблица В.2 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в хлоритовых метасоматитах ($r_{\text{знач}} = 0,30$ для 95%-й вероятности, 39 проб)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	0,00	1,00									
Ni	-0,13	-0,10	1,00								
Co	-0,13	-0,31	0,46	1,00							
Cr	0,08	0,02	0,06	0,01	1,00						
Mn	0,53	0,12	0,00	0,12	-0,05	1,00					
Cu	-0,16	-0,14	0,20	-0,11	0,29	-0,51	1,00				
Zn	0,01	0,26	0,24	-0,21	0,32	-0,09	0,40	1,00			
Mo	-0,01	0,36	-0,18	0,10	-0,08	0,11	-0,24	-0,21	1,00		
W	0,15	0,45	-0,14	0,16	0,16	0,26	-0,23	-0,22	0,68	1,00	
P	-0,40	0,34	0,29	0,23	0,07	-0,20	0,16	0,07	0,33	0,35	1,00

Таблица В.3 – Матрица коэффициентов корреляций содержаний химических элементов в флогопит-вермикулитовых метасоматитах ($r_{\text{знач}} = 0,33$ для 95%-й вероятности, 34 пробы)

	Pt	V	Ni	Co	Cr	Mn	Cu	Zn	Mo	W	P
Pt	1,00										
V	-0,08	1,00									
Ni	0,02	0,23	1,00								
Co	0,27	-0,17	0,66	1,00							
Cr	0,17	-0,20	0,27	0,33	1,00						
Mn	0,29	0,12	0,37	0,64	0,18	1,00					
Cu	-0,44	0,43	0,10	-0,18	-0,30	-0,34	1,00				
Zn	-0,29	0,16	0,14	0,10	-0,06	0,21	0,54	1,00			
Mo	0,31	0,17	0,38	0,50	0,06	0,47	-0,43	-0,21	1,00		
W	0,44	0,11	0,60	0,63	0,33	0,54	-0,48	-0,07	0,58	1,00	
P	-0,22	0,17	0,05	0,05	-0,16	0,17	0,10	0,31	0,23	-0,02	1,00