

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИЗК СО РАН)**

На правах рукописи

Потапов Сергей Владимирович

**ПЕТРОГЕНЕЗИС КИМБЕРЛИТОВ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ
(ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)**

Специальность 1.6.3 – петрология, вулканология

**ДИССЕРТАЦИЯ НА СОИСКАНИЕ УЧЕНОЙ СТЕПЕНИ
КАНДИДАТА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

Научный руководитель
к.г.-м.н. Шарьгин И.С.

Иркутск – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР	12
1.1. Общие сведения	12
1.2. Сибирский кратон и Якутская кимберлитовая провинция	16
1.3. Верхнемунское кимберлитовое поле	22
1.3.1. Возраст кимберлитов ВМП.....	26
1.3.2. Трубка Заполярная	29
1.3.3. Трубка Деймос	31
1.3.4. Трубка Комсомольская-Магнитная.....	32
1.3.5. Трубка Новинка.....	33
1.3.6. Трубка Поисковая	35
1.4. Выводы к главе 1.....	36
ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ. ПОДХОДЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	37
2.1. Образцы для исследований	37
2.2. Подходы применимые к исследованиям	39
2.3. Методы исследований	39
2.4. Выводы к главе 2.....	43
ГЛАВА 3. КИМБЕРЛИТЫ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ.....	45
3.1. Петрографическая характеристика кимберлитов	45
3.2. Химический состав кимберлитов ВМП.....	52
3.3. Минералогия кимберлитов ВМП	55

3.3.1. Макрокристаллы	55
3.3.2. Минералы основной массы	73
3.3.3. Вторичные минералы кимберлитов ВМП	89
3.3.4. Кристаллические включения в минералах кимберлитов ВМП	100
3.3.5. Последовательность кристаллизации минералов кимберлитов ВМП	105
3.4. Выводы к главе 3	108
ГЛАВА 4. МИКРОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ	109
4.1. Общие сведения	111
4.2. Расплавные включения в макрокристаллах оливина	114
4.3. Расплавные включения в хромшпинелиде	120
4.4. Валовый состав родительского расплава кимберлитов ВМП	127
4.5. Выводы к главе 4	128
ГЛАВА 5. ДЖЕРФИШЕРИТ В КИМБЕРЛИТАХ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ .	129
5.1. Джерфишерит в мантийных ксенолитах ВМП	129
5.2. Джерфишерит среди минералов основной массы ВМП	132
5.4. Петрологические следствия	135
5.5. Выводы к главе 5	136
ГЛАВА 6. ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ГЕНЕРАЦИИ ПЕРВИЧНОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА	137
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	141
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	142
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	168

ПРИЛОЖЕНИЕ 2..... 174

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Кимберлиты – уникальные магматические горные породы, образовавшиеся в результате кристаллизации расплавов, имеющих самое глубинное происхождение (> 150 км) [Доусон, 1983; Mitchell, 1986, 1995, 2008; Tappe et al., 2013; Pearson et al., 2014; Sparks, 2013; Sharygin et al., 2017]. Кимберлиты пространственно располагаются в пределах древних кратонов – участков континентов с самой мощной литосферой. Изучение кимберлитов имеет как фундаментальное научное, так и прикладное значение. Кимберлиты являются главным источником алмазов, поэтому знания об особенностях процессов, приводящих к их формированию, необходимы для разработки методов поиска коренных месторождений алмазов. Выяснение петрогенезиса кимберлитов (реконструкция первичных расплавов, условий генерации расплавов, эволюции магмы при подъеме, последовательности кристаллизации минералов и т.д.) является важным для понимания процессов плавления в мантии под древними кратонами и в целом эволюции мантии Земли. Вопрос состава первичных/примитивных/родительских расплавов остаются предметом дискуссии [Giuliani et al., 2017, 2020; Golovin et al., 2003, 2020, 2023; Mitchell, 1986, 1995, 2008; Kamenetsky et al., 2013; Sparks et al., 2009]. Сложность заключается в том, что валовый состав кимберлитов не отвечает составу их родительских расплавов, так как они содержат большое количество ксеногенного материала (как мантийного, так и корового) и практически повсеместно преобразованы вторичными процессами. Кроме того, в процессе подъема и формирования трубок кимберлитовый расплав ассимилирует мантийные породы и теряет часть летучих компонентов [Golovin, Kamenetsky, 2023; Giuliani et al., 2014, 2016; Sparks et al., 2006, 2009.]. В последнее время был достигнут прогресс в решении данного вопроса. Благодаря развитию современных локальных методов микроанализа, в частности, направленности исследований в область изучения расплавных включений, было предложено, что кимберлитовые расплавы могли

иметь щелочно-карбонатитовую природу [Golovin, Kamenetsky, 2023; Kamenetsky et al., 2014]. Расплавные включения обладают способностью сохранять информацию о составе расплава в момент их захвата [Рёддер, 1987; Соболев, 1996]. Эта способность заключается в полной изоляции включений от внешней среды в теле минерала-хозяина. Тем самым остатки расплава, заключенные в форме включений, не претерпевают никаких изменений.

С момента обнаружения кимберлитов на территории Сибирского кратона прошло почти 70 лет и можно сказать, что данная тема разработана в достаточной степени. Однако методы изучения кимберлитов и методы локального анализа минералов кимберлитов значительно развились в последние десятилетия, что открывает перспективы исследования минералогии кимберлитов на микроуровне. Якутская алмазоносная провинция (ЯАП) насчитывает более 20 кимберлитовых полей, 5 из которых содержат кимберлитовые трубки, разрабатываемые в настоящее время [Костровицкий и др., 2015]. Основным объектом исследований минералов кимберлитов являются минералы спутники алмаза, в большинстве случаев являющиеся ксенокристаллами. В тоже время минералы, кристаллизующиеся из собственно кимберлитовых магм, изучены слабо. Тем самым изучение магматической минералогии основной массы кимберлитов является актуальной задачей. Для ЯАП комплексные исследования минералогии кимберлитов выполнены для некоторых наиболее алмазоносных кимберлитовых трубок. Например, минералогия кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Далдынское поле) является наиболее детально изученной с использованием современных методов микроанализа. Минералогия кимберлитов Верхнемунского поля (ВМП) является относительно слабоизученной, как по сравнению с кимберлитами трубки Удачная-Восточная, так и другими кимберлитовыми трубками ЯАП. Этот факт обусловил выбор объекта детальных минералогических исследований.

Объект исследования – образцы кимберлитов из алмазоносных трубок Верхнемунского поля Якутской алмазоносной провинции.

Предмет исследования – процессы образования, эволюции и кристаллизации кимберлитовых расплавов, и вторичных изменений кимберлитов.

Цель и задачи исследования

Целью данной работы являлась реконструкция петрогенезиса кимберлитов ВМП на основе детального и комплексного исследования их минерального состава. Для достижения данной цели были выполнены следующие задачи:

1. Определен минеральный состав кимберлитов;
2. Идентифицированы ксеногенные, магматические и вторичные минералы кимберлитов;
3. Охарактеризована зональность магматических минералов основной массы;
4. Изучены кристаллические включения в магматических минералах;
5. Установлена последовательность кристаллизации магматических минералов кимберлитов;
6. Изучены первичные расплавные включения в хромшпинелиде основной массы кимберлитов;
7. Изучены первично-вторичные расплавные включения в макрокристаллах оливина.

Фактический материал и методы исследования

В основе работы лежит каменный материал кимберлитов из пяти трубко-месторождений алмаза (Комсомольская-Магнитная, Новинка, Заполярная, Деймос и Поисковая) ВМП. Образцы предоставлены Константиновым К.М., (ИРНИТУ, Иркутск), Шарыгиным И.С., Дымшиц А.М. (ИЗК СО РАН, Иркутск), отобранными в результате полевых работ 2017-2018 гг., а также коллекцией образцов кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная, Головина А.В. (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Образцы представлены кимберлитовыми породами, кимберлитами с фрагментами глубинных ксенолитов, отобранными из приповерхностных горных выработок в пределах алмазоносных кимберлитовых трубок ВМП и образцом кимберлита трубки

Комсомольская-Магнитная из глубоких горизонтов кернов скважин. В ходе настоящего исследования изготовлено более 30 шлифов образцов кимберлитов, запрессованных в шапки из эпоксидной смолы и 20 плоскополированных пластинок кимберлитов. Вся пробоподготовка была выполнена в ИЗК СО РАН (Иркутск). Выполнено свыше 3000 локальных определений состава минералов кимберлитов методом сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионной спектроскопией в Центре коллективного пользования (ЦКП) научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований (МИИ) ИГМ СО РАН (Новосибирск); в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН, Иркутск). Проведено исследование 323 зерен ксенокристаллов клинопироксена методом рентгеноспектрального микроанализа в ЦКП МИИ (ИГМ СО РАН). Проведено более 1000 измерений методом конфокальной спектроскопии комбинационного рассеивания света (КРС-спектроскопия) как минералов кимберлитов, так и минералов дочерних фаз в расплавных включениях (ИЗК СО РАН), проведена интерпретация и расшифровка полученных спектров. Получен валовый состав 13 образцов кимберлитов ВМП методом рентгенофлуоресцентного анализа (ИЗК СО РАН). Кроме полученных данных, в работе использованы литературные данные о составе минералов кимберлитов ВМП, валовый состав кимберлитов ВМП, данные возрастных оценок для кимберлитовых трубок изучаемого объекта. Проведено обобщение и интерпретация полученных данных.

Научная новизна

1. Выделены три группы минералов кимберлитов, имеющих ксеногенный, магматический и постмагматический генезис.
2. Установлен порядок последовательности кристаллизации магматических минералов кимберлитов ВМП.
3. Впервые был обнаружен перовскит в виде кристаллических микровключений в кайме зональных шпинелидов основной массы.

4. Впервые изучены первичные расплавные включения в шпинелидах из трубок ВМП, которые содержат щелочные карбонаты, карбонаты, сульфаты, фосфаты и сульфиды. Необходимо отметить, что исследование расплавных включений, содержащих щелочные карбонаты на территории ЯАП (Сибирский кратон), ранее было проведено лишь для кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Далдынское поле).

5. В трубке Комсомольская-Магнитная обнаружен джерфишерит среди минералов основной массы, среди дочерних фаз в расплавных включениях в хромшпинелидах основной массы кимберлитов и макрокристаллах оливина, а также в интерстициях породообразующих минералов ксенолитов.

6. Для образцов кимберлитов ВМП были впервые детально изучены постмагматические (вторичные) минералы кимберлитов методом КРС-спектроскопии.

Научная значимость

1. Присутствие среди дочерних минералов в расплавных включениях щелочных карбонатов, подтверждает гипотезу о том, что первичный/примитивный/родительский расплав кимберлитов мог иметь щелочно-карбонатитовый состав.

2. Находки джерфишерита среди минералов кимберлитов основной массы свидетельствует об обогащении родительских расплавов кимберлитов хлором.

3. Результаты работы имеют значение для создания модели генерации, эволюции, кристаллизации кимберлитовых расплавов и формирования коренных месторождений алмаза.

Защищаемые положения

1. В кимберлитах Верхнемунского поля (ВМП) выделены три группы минералов: 1) ксеногенные; 2) магматические; 3) постмагматические. Установлен порядок последовательности кристаллизации магматических минералов: фенокристаллы оливина → центральные зоны шпинелидов (магнезиохромит→герцинит) → перовскит → монтичеллит → магнезиоферрит/магнетит → ильменит → апатит и флогопит → джерфишерит.

2. Ассоциация дочерних минералов в раскристаллизованных первичных расплавных включениях в хромшпинелиде свидетельствует о том, что родительский расплав кимберлитов Верхнемунского поля имел высокие содержания щелочей ($\text{Na} > \text{K}$), CO_2 и низкие – SiO_2 , то есть являлся щелочно-карбонатитовым. Присутствие джерфишерита в основной массе кимберлитов, указывает на повышенные концентрации хлора в родительском расплаве кимберлитов Верхнемунского поля.

3. Первичный расплав кимберлитов Верхнемунского поля генерировался на глубинах более 220 км при температурах более 1400 °С.

Публикации и апробации работы

Полученные результаты представлены в 10 печатных изданиях, среди которых 2 статьи в рецензируемых журналах WoS/Scopus (Minerals и Доклады академии наук. Науки о земле), и 8 тезисов научных конференций. Полученные результаты были апробированы на конференциях во Владивостоке, Иркутске, Санкт-Петербурге, Якутске. Сделано 3 устных доклада.

Личный вклад автора

Автор принимал непосредственное участие во всех этапах подготовки работы: постановка задач совместно с руководителем, подготовка образцов и аналитические исследования, обработка и интерпретация полученных данных, сбор и работа с литературными данными.

Структура и объем работы

Общий объем работы состоит из 179 страниц и включает 6 таблиц, 37 рисунков и 2 приложения. Текстовая часть состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы, состоящего из 229 наименований.

Соответствие паспорту специальности

Настоящая диссертационная работа соответствует пункту 2 паспорта специальности 1.6.3 – «петрология, вулканология» поскольку в ней рассмотрены вопросы петрографии, петрохимии и геохимии кимберлитов; изучены расплавные и твердофазные

включения в магматических минералах кимберлитов; реконструирован состав родительского расплава кимберлитов.

Благодарности

Автор искренне благодарит и выражает глубокую признательность своему научному руководителю зав. лаб. петрологии, геохимии и рудогенеза ИЗК СО РАН, к.г.-м.н Шарыгину Игорю Сергеевичу, за неоценимую помощь на всех этапах подготовки данной работы, постоянное внимание к проводимым исследованиям, многочисленные консультации без которых данная работа не была бы подготовлена. Автор признателен к.г.-м.н Дымшиц Анне Михайловне за многочисленные консультации при подготовке работы. Также автор благодарен к.г.-м.н Яковлеву Дмитрию Анатольевичу и д.г.-м.н. Костровицкому Сергею Ивановичу за интересные замечания отмеченные при написании работы, которые помогли улучшить работу. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований грант № 20-35-90118, Российского научного фонда грант № 18-77-10062 и программы «мегагрантов» Правительства Российской Федерации № 075-15-2019-1883. В работе задействовано оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН при поддержке гранта № 075-15-2021-682.

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

1.1. Общие сведения

Первое описание пород, ныне причисляемых к кимберлитам, было сделано Г. Карвилл Льюисом [Lewis, 1887], который назвал алмазоносный материал «голубой землей» «blue ground». В этой же работе впервые показано, микроскопически и химически, что «голубая земля», является измененной магматической горной породой. Выделены две разновидности породы: одна содержит алмаз (напоминает брекчию из-за большого количества сланцев), а другая нет. Обе породы тяжелые и темные (отнесены к группе перидотитов) и в основном сложены оливином, находящемся в основной массе серпентина, который ранее являлся оливином. Кроме того, среди минералов присутствуют: биотит, энстатит, гранат, ильменит и алмаз, который является «вторичным» [Lewis, 1887].

На сегодняшний день в мире насчитывается более 1500 проявлений кимберлитовых тел, из которых около 150 алмазоносны [Википедия. Электронный ресурс]. Большинство алмазоносных кимберлитов расположено в пределах древних кратонов, время консолидации которых завершилось в архее [Clifford, 1966]. Таким образом, почти все алмазоносные кимберлиты встречаются там, где нижняя часть литосферы находится в поле стабильности алмаза, за исключением кратонов Северного Китая и Индии [Chalapathi Rio, Lehmann, 2011]. В случае с этими кратонами, считается, что на момент кимберлитового магматизма они имели мощный литосферный киль, который был удален в результате деляминации в более позднее время [Xu et al., 2013; Mandal, 2017].

Основной формой выделения кимберлитов являются трубки взрыва, однако встречаются жилы, дайки и силлы [Владимиров и др., 1990]. Известно единственное нахождение в мире кимберлитовой лавы [Igwisí Hills на Танзанийском кратоне]. Как правило, форма кимберлитовых трубок или диатрем, варьирует от округлых до амёбовидных, а в вертикальном сечении напоминает перевернутый конус, постепенно сужающийся с глубиной [Доусон, 1983]. Р.Х. Митчелл, 1986, представил модель кимберлитовой трубки, или как он назвал «model idealized kimberlite magmatic system» (рис. 1. 1.), где выделены три текстурно-генетические группы пород относящиеся к определённой части трубки: кратерная фация; диатремовая фация; и гипабиссальная фация. Для каждой группы были выделены определенные разновидности кимберлитов [Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology, 1986].

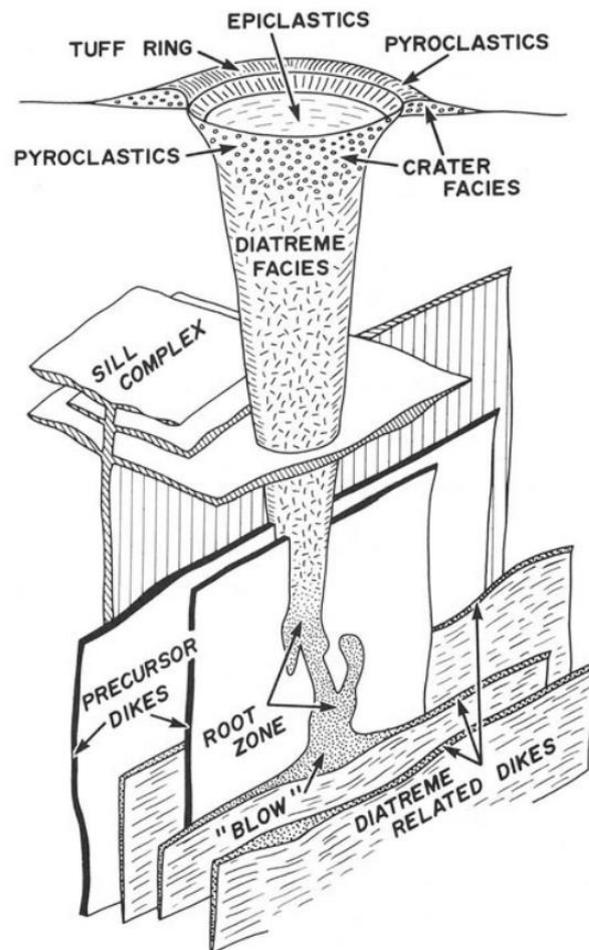


Рис. 1.1. Модель кимберлитовой трубки, согласно Р.Х. Митчеллу, 1986. Подписи на рисунке см. в работе [Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology, 1986].

Необходимо отметить заслуги советских ученых-геологов, которые с момента обнаружения первой кимберлитовой трубки «Зарница» в 1954 на территории СССР, внесли огромный вклад в развитие представлений о кимберлитах. Это монографии, посвященные исследованию: петрографии, минералогии, петрологии, генезису, геохимии, петрохимии, структурно-текстурным особенностям, алмазоносности кимберлитов, морфологии алмазов, а также изучению ксенолитов, захваченных кимберлитами, и составу пород мантийного происхождения [Бобриевич и др., 1957, 1959, 1964; Ковальский и др., 1963; Милашева и др., 1965, 1974, 1979; Францессон и др., 1968; Мокшанцев и др., 1974; Соболев, 1974; Илупин и др., 1978, 1990; Харьков и др., 1978, 1989, 1991, 1995, 1998; Лазько, 1979; Владимиров и др., 1990; Корнилова и др., 1983; Брахфогель, 1984; Никишов, 1984; Орлов, 1984; Костровицкий и др., 1986, 2015, 2022; Похиленко, 1988; Уханов и др., 1988; Гаранин и др., 1989, 2009; Соболев, 1974, 1989; Соловьева и др., 1994; Василенко и др., 1997; Богатиков и др., 1999; Ваганов., 2000; Зинчук и др., 2000, 2003; Хмельков, 2008]. Исходя из представительного объема библиографического списка работ и критического анализа литературных данных, было проведено обобщение результатов предыдущих исследований которое выражено в следующих постулатах:

1. Кимберлиты – это уникальные и сложные магматические породы гибридного происхождения.
2. Выделяются разные типы кимберлитов, исходя из их структурно-текстурных особенностей, однако основными являются: порфиновые кимберлиты (ПК) и кимберлитовые брекчии (КБ).
3. Кимберлиты подвержены интенсивному вторичному преобразованию.
4. Все кимберлиты выносят на поверхность ксенолиты мантийных пород, а некоторые – также алмаз, тем самым являясь алмазовмещающими породами.
5. Не все кимберлитовые трубки являются алмазоносными.
6. Среди минералов в кимберлитах встречаются: ксенокристаллы, магматические минералы кимберлитов и вторичные минералы.

Согласно петрографическому кодексу России [Петрографический кодекс России, 2008], «кимберлиты (кимберлитовая серия) – это сообщество разнообразных по облику ультраосновных, умереннощелочных и щелочных богатых летучими пород, с ярко выраженной такситовой текстурой (неоднородной), заполняющих диатремы и реже встречающаяся в виде даек и жил. Эти породы состоят из большого количества оливина (до трех генераций), часто серпентинизированного, с непостоянными количествами флогопита, клинопироксена, монтichelлита, карбоната и характерных акцессорных минералов — пироба, хромшпинелида, хромдиоксида, пикроильменита, рутила и перовскита. Кимберлиты содержат также ксенолиты и ксенокристы, в том числе мантийного генезиса, иногда в значительном количестве. По-видимому, кимберлиты являются гибридными породами, состав которых не отражает состава родоначальной магмы, и трудности диагностики собственных магматических и ксеногенных составляющих обуславливают проблематичность применения по отношению к ним традиционной для магматических пород классификации. Рекомендуется выделять две группы кимберлитовых пород, отчетливо различающихся петрогенетически. Кимберлиты первой группы, Кимберли (Южная Африка). — это калиевые ультраосновные породы с преобладанием среди летучих CO_2 и обычно с неравномернозернистой структурой, обусловленной присутствием макрокристаллов оливина; некоторые из которых могут быть ксенокристами. Кимберлиты второй группы (оранжеиты) — это ультракалиевые щелочные породы с преобладанием среди летучих H_2O , которые содержат флогопитовые макрокристы и микрофенокристы; округлые макрокристы и идиоморфные первичные кристаллы оливина. Оранжеиты имеют большое минералогическое сходство с лампроитами».

В недавнее время был опубликован сборник работ, посвящённый исследованию кимберлитов: петрологии, геохимии, в журнале «Elements», 2019 года издания. В данном труде исследователи приводят следующее определение (перевод автора): «кимберлит — это группа перенасыщенных кремнеземом, богатых оливином (~50 мол.%) магматических

пород, сформированных из мантийных магм. Кимберлиты обогащены CO_2 (~10 вес.%) и H_2O (≥ 5 вес.%), являются калиевыми (< 0.5 вес.% Na_2O ; ≤ 3.0 вес.% K_2O) и содержат дефицит Al_2O_3 (< 3.0 вес.%). Все кимберлиты представляют собой гибридные породы, содержащие ксенокристаллические, первично-магматические и гидротермальные минералы» [Mitchell et al., 2019]. «Кимберлиты происходят из конвертирующей мантии, с возможными областями источника от литосферы до границы ядро-мантия» [Pearson et al., 2019]. «Кимберлитовые расплавы могут подниматься с глубин около 300 км в восстановительных условиях» [Foley et al., 2019]. Видно, что в определении термина кимберлит используются не только петрографические и химические признаки, но и генезис.

1.2. Сибирский кратон и Якутская кимберлитовая провинция

На территории нашей страны наиболее крупные сосредоточения кимберлитовых тел находятся в пределах Сибирского кратона и образуют Якутскую кимберлитовую провинцию (ЯКП) или Якутскую алмазоносную провинцию (ЯАП). ЯАП занимает центральную и северо-восточную части Сибирского кратона. Разница заключается лишь в том, что в ЯКП входят все проявления кимберлитовых пород, а в ЯАП вошли только кимберлиты, в которых были обнаружены алмазы, с промышленным содержанием или близким к ним. В ЯКП входят 36 кимберлитовых полей, в то время как для ЯАП число полей сокращено до 24, из которых лишь для 5 полей характерны высокие промышленные содержания алмаза. Из пяти промышленно важных кимберлитовых полей (Мирнинское, Далдынское, Алакит-Мархинское, Накынское и Верхнемунское) было установлено лишь 21 кимберлитовое тело, переведённое в разряд месторождений алмаза, с данными по запасам алмазов и их стоимости [Костровицкий и др., 2015]. Основными геологическими

структурами, в пределах которых расположена ЯАП. является Сибирский кратон, который в совокупности с осадочным чехлом образует Сибирскую платформу [Розен и др., 2006].

Сибирский кратон имеет площадь около 4 млн. км², большая часть которого перекрыта рифей-фанерозойскими мелководно-шельфовыми отложениями чехла, мощностью в среднем около 4 км [Розен, 2002, 2006]. Обрамлением кратона являются на севере и востоке фанерозойским складчатые, существенно осадочные пояса фанерозойского – Таймырский и Верхоянский, а с юга и запада расположились раннепалеозойский – Центрально-Азиатский и мезозойский – Монголо-Охотский орогенные пояса. Сибирский кратон представляет собой коллаж разновозрастных террейнов, которые в результате столкновения, слипания и/или амальгамации (аккреции), объединились в один блок около 1.86 млрд лет назад [Розен, 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008; Donskaya et al., 2020]. В структуре Сибирского кратона выделяется различные тектонические провинции (супертеррейны): Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая состоящие из разнородных террейнов и складчатых поясов (рис. 1. 2.) [Розен и др., 2002, 2006], каждый из которых претерпевал свою историю развития, до момента их объединения.

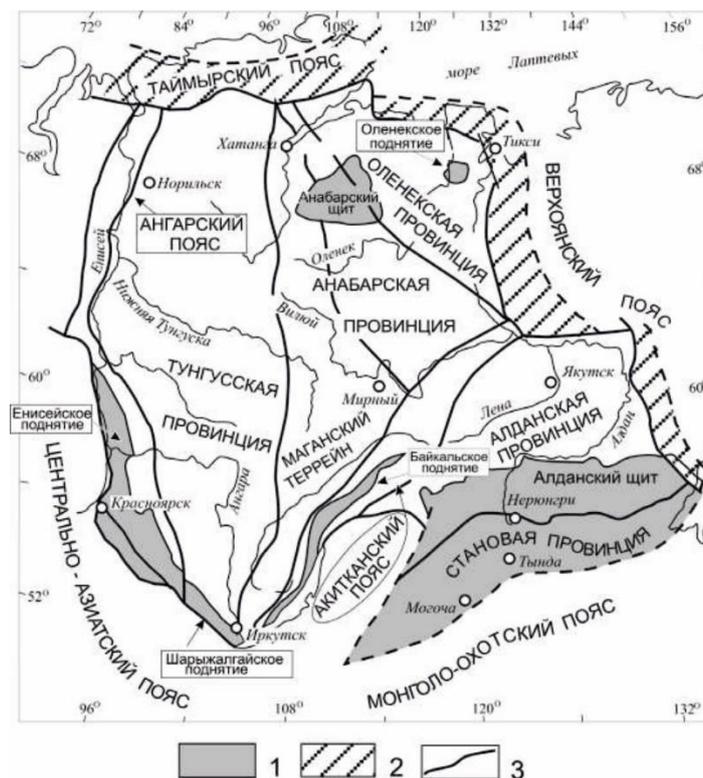


Рис. 1. 2. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратон [Розен, 2002].

1 – обнажения площади фундамента, 2 – палеозой-мезозойские складчатые пояса фандала, 3 – главные разломные зоны (сутуры).

Так, например, в пределах Анабарской провинции выделяются Маганский и Далдынский гранулит-гнейсовые террейны (рис. 1. 2.), выходящие на поверхность в пределах Анабарского щита, возраст которых равен 2.9 и 3.1 млрд. лет. соответственно. К Анабарской провинции также относится перекрытый отложениями чехла Мархинский гранит-зеленокаменный террейн [Розен, 2002], к которому приурочены все промышленно-алмазоносные кимберлиты ЯАП.

Гранулит-гнейсовые террейны состоят из ортопироксеновых плагиогнейсов, двупироксеновых мафических кристаллосланцев, а также метакарбонатов и ортопироксеновых кварцитов, относящиеся к гранулитовой фации метаморфизма. Они смяты в узкие изоклинные складки, нередко участвующие в строении крупных анти и синформ [Розен, 2006, 2009].

Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные, изометричные, амeboобразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные основными вулканитами и граувакками (зеленокаменные пояса) или базит-гипербазитами, метаморфизованными в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фации и занимающие 10-20% площади [Розен и др., 2006, 2009].

Структура Сибирского кратона слагает консолидированную кору в основании Сибирской платформы. Тем самым географически будет более удобно описывать расположение ЯАП в границах Сибирской платформы.

ЯАП протягивается на 1500 км с юга на север, от Мало-Ботуобинского района до моря Лаптевых, и с запада на восток на 700–1000 км, от Харамайского поля до р. Лена (рис.1. 3.) [Харькив, 1998]. На севере и востоке границами провинции служат Лено-

Анабарский и Приверхоянский прогибы. С юго-востока ЯАП ограничивается Вилюйской синеклизой и Ангаро-Вилюйским прогибом [Хмельков, 2008].

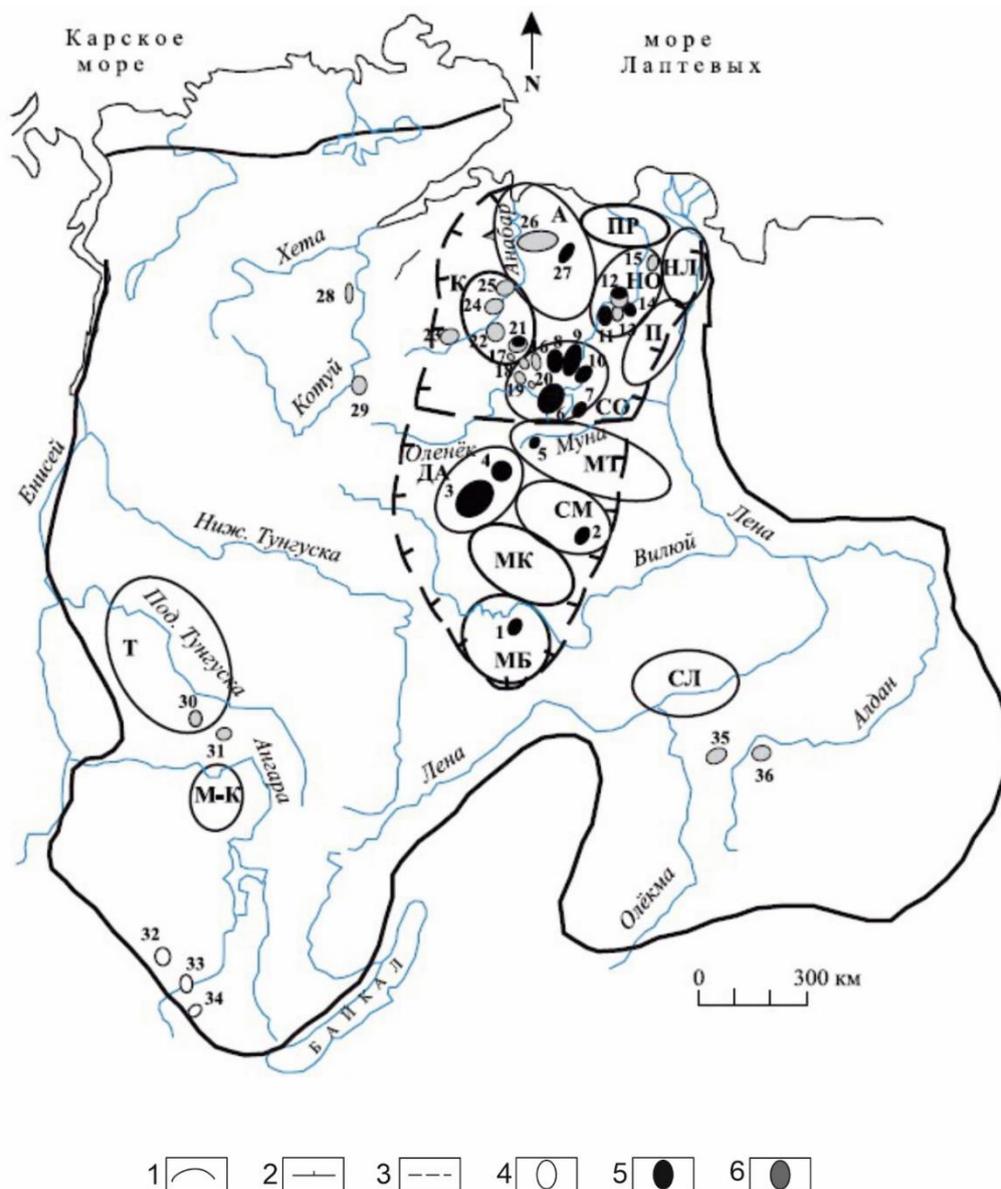


Рис. 1. 3. Схема районирования Сибирской платформы с полями кимберлитовых и кимберлитоподобных пород [Харьков, 1998; Хмельков, 2008], условные обозначения взяты там же. [1] — граница Сибирской платформы; [2] — предполагаемая граница Якутской алмазоносной провинции; [3] — граница между Вилюйской и Анабаро-Оленёкской субпровинциями (областями); 4–6 — поля развития кимберлитов и кимберлитоподобных пород протерозойского [4], среднепалеозойского [5] и мезозойского [6] возрастов.

На схеме цифрами отмечены поля кимберлитов и кимберлитоподобных пород: 1 — Мирнинское, 2 — Накынское, 3 — Алакит-Мархинское, 4 — Далдынское, 5 — Верхнемунское, 6

— Чомурдахское, 7 — Севернейское, 8 — Западно-Укукитское, 9 — Восточно-Укукитское, 10 — Огонёр-Юряхское, 11 — Мерчимденское, 12 — Куойкское, 13 — Верхнемолодинское, 14 — Толуопское, 15 — Хорбусуонское, 16 — Лучаканское, 17 — Олобинское, 18 — Биригиндинское, 19 — Куранахское, 20 — Усть-Силигирское, 21 — Дюкенское, 22 — Ары-Мастахское (Верхнекуонапское), 23 — Среднекуонапское, 24 — Старореченское (Нижнекуонапское), 25 — Орто-Ыаргинское, 26 — Эбеляхское, 27 — Уджинское (Томторское), 28 — Котуйское, 29 — Харамайское, 30 — Тайчикуно-Нембинское, 31 — Чадобецкое, 32 — Белозиминское, 33 — Окинское, 34 — Ингашинское, 35 — Чомполинское, 36 — Тобук-Хатыстырское.

Алмазоносные районы: М-К — Муру-Ковинский; Т — Тычанский; СЛ — Среднеленский; СМ — Среднемархинский; МК — Моркокинский; МТ — Муно-Тюнгский; ДА — Далдыно-Алакитский; МБ — Мало-Ботубинский; К — Куонапский; А — Анабарский; СО — Среднеолёнёкский; НО — Нижнеолёнёкский; П — Приленский; НЛ — Нижнеленский; ПР — Приморский.

В пределах ЯАП общей площадью свыше 800 тыс. км² открыто более 1000 кимберлитовых трубок и дайкоподобных тел, группирующихся в кимберлитовые поля, скопления которых образует кимберлитовые районы (рис.3.). Термин «кимберлитовый район», по мнению В. А. Милашева, – это исторически сложившийся термин свободного пользования для обозначения компактных площадей развития кимберлитов, без учета особенностей формирования последних [Милашев, 1979].

Обособленные участки кимберлитового района, в пределах каждого из которых развиты кимберлиты, сформировавшиеся при близких термодинамических и тектонических условиях в узком возрастном диапазоне, принято называть – кимберлитовыми полями [Серов, 2002].

По мнению А. Д. Харькива [1989], ЯАП по ряду геологических особенностей можно разделить на три субпровинции (кимберлитовые области): Вилюйскую, Анабаро-Оленекскую и Алданскую [Харькив, 1989]. Именно с Вилюйской субпровинцией и

связаны все алмазоносные районы, в которых и были обнаружены кимберлитовые тела с промышленным содержанием алмазов [Костровицкий и др., 2015].

В южной части ЯАП располагаются Мало-Ботуобинский и Среднемархинский алмазоносные районы, представленные Мирнинским и Накынским кимберлитовыми полями соответственно. В пределах Мирнинского поля известны такие месторождения алмазов как трубка Мир, Интернациональная, Дачная, Таёжная, а также трубка им. XXIII съезда КПСС. На территории Накынского поля найдены такие алмазоносные кимберлитовые трубки: Нюрбинская, Ботуобинская и тело Майское.

В центре Якутской провинции размещается Далдыно-Алаakitский алмазоносный район, включающий два разрозненных кимберлитовых поля: Далдынское, с месторождениями Удачная и Зарница, и Алаakit-Мархинское, с коренными месторождениями алмазов в кимберлитовых трубках Айхал, Юбилейная, Сытыканская, Краснопресненская, Комсомольская и Заря.

Далее, на северо-восток от Далдынского поля, располагается Верхнемунское кимберлитовое поле, Муно-Тюнгского алмазоносного района, представленное пятью алмазоносными трубками: Заполярная, Новинка, Деймос, Комсомольская-Магнитная и Поисковая. Здесь, по северной границе района, заканчивается наиболее продуктивная часть ЯАП.

На сегодняшний день установлено, что кимберлитовый магматизма в пределах Сибирского кратона, и ЯКП в частности, является полихромным. т.е. многостадийным процессом. Так, например, U-Pb методом датирования циркона, было установлено пять этапов кимберлитового магматизма, значимо различающихся по времени [Дэвис и др., 1980]:

1. Позднеордовикский (O₃), временной интервал 449.8 – 440.2 млн. лет.
2. Позднесилурийский (S₃), временной интервал 411.5 – 402.8 млн. лет.
3. Позднедевонский (D₃), временной интервал 361.5 – 344.0 млн. лет.
4. Пермо-триасовый (P-T), временной интервал 233.4 – 217.4 млн. лет.

5. Позднеюрский (J₃), временной интервал 159.3 – 145.6 млн. лет.

Временной интервал кимберлитового магматизма (449.8 – 145.6 млн. лет), составляет около 300 млн. лет [Дэвис и др., 1980].

Однако в обобщающей работе С.И. Костровицкого, интервал становления наиболее продуктивных кимберлитовых полей (за исключением Толоупского поля) соответствует среднепалеозойскому возрасту (D₂ – C₁) с интервалом 380 – 347 млн. лет [Костровицкий и др., 2015].

1.3. Верхнемунское кимберлитовое поле

Верхнемунское кимберлитовое поле (ВМП), как говорилось ранее, приурочено к Муно-Тюнгскому алмазоносному району, расположенному в бассейне рек Муна и Тюнг [Харькив, 1998]. Скопления кимберлитовых тел ВМП отождествляется с бассейном верхнего течения р. Муна и ее правого притока р. Улаах-Муна. ВМП – одно из самых небольших из известных в Якутской провинции, оно характеризуется высокой плотностью и компактностью расположения кимберлитовых тел. Площадь поля 285 км² размеры 22.3*17.4 км [Шахрудина, Тарских, 2017]. На территории поля обнаружено около 20 кимберлитовых тел, среди которых преобладают трубчатые тела. Так в пределах ВМП выделено 12 трубок и 6 даек [Yakovlev et al., 2021] (рис. 1. 4, 1. 5.)

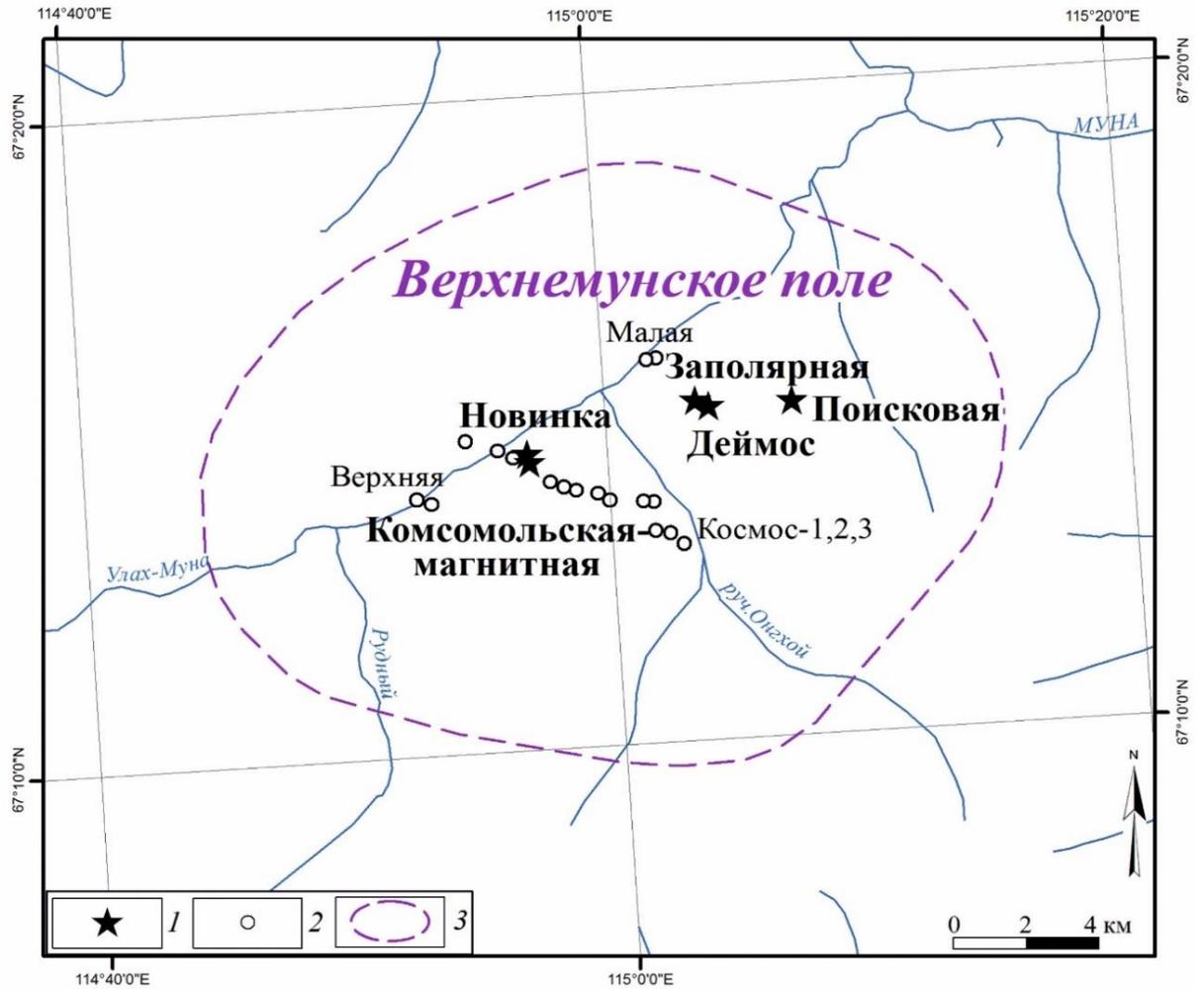
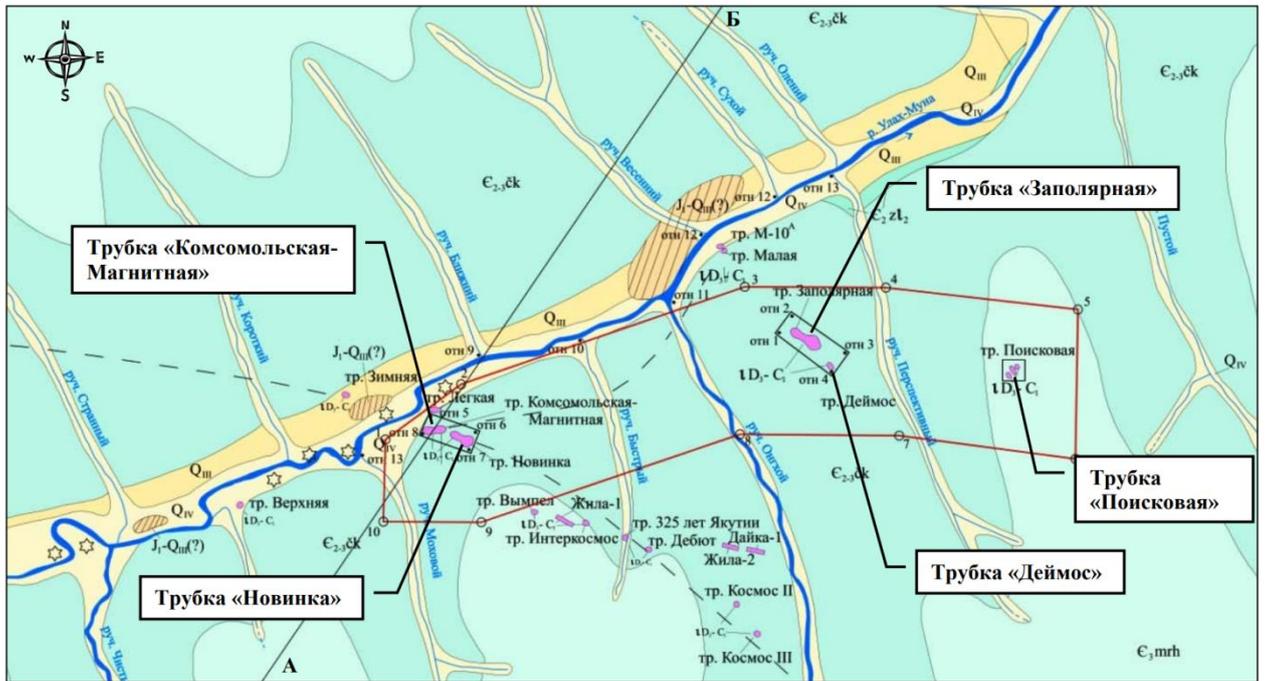


Рис. 1. 4. Схема расположения кимберлитовых тел Верхнемунского поля [Костровицкий и др., 2015]. 1 – алмазоносные трубки; 2 – кимберлитовые тела; 3 – границы кимберлитового поля.



Возраст	Обозначение	Описание
Четвертичная система	Q _{IV}	Современный отдел. Отложения поймы. Галечники, суглинки, часто торфянистые
	Q _{III}	Верхний отдел. Отложения 1-ой надпойменной террасы. Галечники преимущественно мелкие, суглинки
Мезо-Кайнозой	J ₁ -Q _{III} (?)	Улах-Мунская свита. Железистые конгломераты
Кембрийская система	Є ₃ mrh	Верхний отдел. Мархинская свита. Известняки глинистые и алевролитистые с прослоями водорослевых и оолитовых разностей и мергелей
	Є ₂₋₃ čk	Верхний - средний отдел. Чукукская свита. Переслаивание известняков, доломитов известковистых, в низах свиты оолитовые разности.
	Є ₂ zL ₂	Верхняя подсвита. Известняки, известняки оолитовые, известняки глинистые с прослоями доломитов и мергелей
	Є ₂ zL ₁	Нижняя подсвита. Пестроокрашенные глинистые известняки, реже мергели, с прослоями известняков доломитистых, часто окремненных
	Є ₂ ol	Оленекская свита. Известняки глинистые с прослоями известняков доломитистых, часто окремненных
	Є ₁₋₂ kn	Средний - нижний отдел. Куонамская свита. Известняки глинистые с прослойками аргиллитов, битуминозные.
	Є ₁ em	Нижний отдел. Эмяксинская свита. Пестроцветные глинистые известняки с прослоями водорослевых известняков, мергелей, алевролитов и аргиллитов
	UD ₃ -C ₁	Среднепалеозойские кимберлитовые тела
	а) б)	Границы между разновозрастными образованиями: а) достоверные; б) предполагаемые
		Линии тектонических нарушений
		Точки находок алмазов в аллювии
		Объекты разведочных работ
	отн I *	Опорные точки наблюдения и их номера
		Контур лицензионного участка месторождения «Верхне-Мунское» ЯКУ 15160 КЭ

Рис. 1. 5. Геологическая карта и условные обозначения района месторождения Верхне-Мунское. Рисунок взят из [Отчет независимых экспертов о запасах и ресурсах месторождений алмазов группы компаний «Алроса», 2016].

Кимберлитовые тела располагаются в двух цепочках северо-западного простирания. Контуры большинства трубок вытянуты в том же направлении. В первую цепочку трубок входят: Новинка и Комсомольская-Магнитная, а также Зимняя, Легкая, Вымпел, Интер-Космос, Дебют и 325 лет Якутии, а во вторую: Заполярная и Деймос. Хотя трубка Поисковая, удалена от второй группы кимберлитовых тел, некоторые исследователи все же относят ее ко второй цепочке трубок. Трубки Малая и Верхняя, являются одиночными и располагаются неподалеку. Выстраивание кимберлитовых тел в линейные кутсы по-видимому, связано с глубинными северо-западными разломами, однако на уровне осадочного чехла разломы не фиксируются ни геологическими, ни геофизическими методами [Милашев, 1979; Уханов и др., 1988. Харьков, 1998].

Вмещающими кимберлитовыми породами служат карбонатные породы кембрийского возраста ($C_1 - C_3$), сложенные глинистыми известняками [Отчет независимых экспертов о запасах и ресурсах месторождений алмазов группы компаний «Алроса», 2016]. В результате бурения в районе трубки Заполярная, вскрыты осадочные породы, сложенные чередующимися пачками разнозернистых известняков, псевдооолитовых и водорослевых известняков, кавернозных и брекчированных известняков и доломитов [Харьков, 1998].

Все выше указанные трубки были открыты еще в середине 1950-х годов Амакинской экспедицией. Поисково-оценочные и разведочные работы проводились на них в три этапа: 1) 1956-1958 гг они изучались поверхностными горными выработками (канавами, шурфами) и неглубокими скважинами; 2) в 1988-1989 гг на месторождении были выполнены кондиционные поисково-оценочные работы с использованием вертикального бурения; 3) в 2002-2005 гг проведены разведочные работы, с использованием наклонно-направленного бурения и крупно-объемного опробования кимберлитов. Вследствие этого тр. Заполярная была разведана до глубины 400 м, трубки

Новинка и Комсомольская-Магнитная изучены до глубины 300 – 320 м, а трубки Поисковая и Деймос – до глубины 200 м [Колганов и др., 2013].

Морфология кимберлитовых тел ВМП на уровне современно эрозионного среза разнообразная: выделяются округлые, почти изометричные тела (Зимняя, Легкая, 325 лет Якутии, Верхняя, Малая, Деймос), удлинённые (Комсомольска-Магнитная, Новинка) и трубки сложного строения (Заполярная, Поисковая). Алмазоносные кимберлитовые трубки ВМП (Комсомольская-Магнитная, Заполярная, Новинка, Деймос, Поисковая) сложены несколькими типами кимберлитов: порфировым кимберлитом (ПК), кимберлитовой брекчией (КБ) и автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ). Каждый тип кимберлита является самостоятельной фазой внедрения. Характер взаимоотношения типов кимберлитов указывает на сложный процесс их формирования. Геологические контакты между типами кимберлитов характеризуются интервальной растянутостью, с постепенными переходами и взаимным проникновением признаков, что может являться следствием длительного временного интервала становления кимберлитовых тел.

Алмазоносность кимберлитовых трубок оценивается в 64.082 млн тонн (Комсомольская-Магнитная, Заполярная, Деймос и Новинка). Среднее содержание алмазов составляет 0.6 карат/тонн. Добычу планировалось начать в 2018 году [Интерфакс. Электронный ресурс].

1.3.1. Возраст кимберлитов ВМП

Возрастные датировки кимберлитовых тел ВМП приведены в таблице 1. 1. Как видно, возраст кимберлитов ВМП по данным разных авторов составляет интервал от 330 до 458 млн. лет, соответствующий промежутку времени от среднего-верхнего ордовика до среднего карбона. Временной интервал образования кимберлитовых тел ВМП насчитывает около 130 млн. лет, что является слишком большим промежутком времени.

На наш взгляд, последние опубликованные данные U-Pb датирования разных кимберлитовых тел ВМП, указывают время становления кимберлитов в промежутке 354-357 млн. лет [Sun et al., 2014, 2018] что соответствует раннему карбону (среднепалеозойскому возрасту).

Таблица 1. 1. Возрастные оценки кимберлитов ВМП.

Трубка	Rb-Sr	U-Pb	Метод треков	K-Ar	Ar-Ar	Lu-Hf	Sm-Nd	Paleomagnetic Age
Новинка	374±4 (1)	355±11 (2)		426±20 (1)				
Поисковая		357±13 (2) 361.8±3.2 (3)						356±6 (15, 16)
Интеркосмос		356.1±3.9 (3) 356.3±4.1 (4)	369±11 (5)	458±2 (1)		360 (6)		
Вымпел			367±9 (5)					
325 лет Якутии		345±12 (7) 440 (8) 443 (8) 355.5±1.5 (9) 354±9 (10) 347.1±8.2 (3) 353.2±4.8 (4)	362±5 (5)			360 (6)		
Комсомольская- Магнитная	402±3 (11) 400 (12)			334±4 (1) 382±-1 (1) 375±15 (13)	427±12 (12)		360 (14)	
Зимняя		353.0±5.0 (3)		354±20 (1)				
Заполярная		361±10 (10) 366.3±3.2 (3) 355.6±4.1 (4)		360±1 (1)		360 (6)		356±6 (15, 16)
Рассвет		344 (8)	374±14 (5)					
Малая		363.0±5.1 (3)						

Примечание: 1 – Зайцев, Смелов, 2010; 2 - Lerekhina et al., 2008a; 3 – Sun et al., 2014; 4 – Sun et al., 2018; 5 – Комаров, Илупнин, 1990; 6 – Фефелов и др., 1992; 7 – Griffin et al., 1999; 8 – Дэвис и др, 1980; 9 – Левченков и др., 2005; 10 – Lerekhina et al., 2008b; 11 – Костровицкий и др., 2009a; 12 – Костровицкий и др., 2009б; 13 – Сарсадских и др., 1966; 14 – Kostrovitsky et al., 2013; 15 – Константинов и др., 2020; 16 – Хороших и др., 2021.

1.3.2. Трубка Заполярная

Трубка Заполярная была открыта в 1956 года в результате шлихового опробования геологами Амакинской экспедиции. Кимберлитовое тело вытянуто на СЗ, а его длина достигает 440 м. На дневной поверхности очертания трубки напоминают горизонтальное сечение восьмерки, раздуваясь к вершинам в СЗ и ЮВ частях и сужаясь в центральной части. Ширина таких раздувов в СВ достигает 135 м, а ЮВ части 190 м. Ширина пережима центральной части варьирует от 55 до 85 м. Верхняя часть трубки разрушена, наблюдается крупноглыбовые элювиальные развалы, а в некоторых случаях до состояния глин. мощность коры выветривания достигает 1 м.

По мнению [Корнилова, Никишов, 1976], трубка Заполярная по большей части сложена АКБ. Форма автолитов разнообразная: округлая, неправильная, с извилистыми очертаниями. Автолиты, в большинстве случаев состоят из ядра и оболочки. Ядра имеют размер от 0.15 мм до 10-15 см, и сложены псевдоморфозами, развивающимися по оливину, наблюдаются фенокристаллы флогопита, зерна граната и ильменита. Наибольший размер автолитов характерен для тех случаев, где в ядерных частях располагаются ксенолиты. Оболочка имеет размер от 0.01 мм до 5.0 мм и представлена серпентинизированным оливином, редкими зернами: пирропа, флогопита и ильменита. Связующая масса сложена: серпентином (микрочешуйчатый хризотилом) и карбонатом средне- крупнозернистого облика, в виде лапчатых и идиоморфных столбчатых кристаллов, погруженных в серпентин, либо формирующий крустификационный каймы вокруг автолитов. Отдельные блоки трубки Заполярная сложены КБ с массивной текстурой цемента.

Согласно [Занкович, Рудакова, 2005], внутренне строение трубки представлено двумя типами кимберлитов. КБ слагают пережим в центральной части, а ПК сложены СЗ и ЮВ раздувы трубки, которые вскрыты многочисленными скважинами.

ПК представлены породой серого цвета, с различными оттенками от белого до коричневого, порфировой структуры с массивной текстурой цемента. ПК характеризуется повышенным содержанием оливина (псевдоморфоз серпентина по оливины). Реликты оливина наблюдаются в центральных частях псевдоморфоз. Основная масса имеет серпентин карбонатный состав, на отдельных участках встречаются значительные количества слюды. КБ представлены двумя типами: сферотакситы, сингенетичные брекчиям шаровые обособления и автолиты, ксенолиты порфирировых кимберлитов ранних этапов внедрения. ПК и КБ выполняют тело примерно в равных объемных отношениях. Внедрение кимберлитов трубки Заполярная осуществлялось в два этапа: первому этапу соответствует внедрение ПК в СЗ и ЮВ раздувах, второму и завершающему этапу формирования трубки, характерно внедрение КБ центрального пережима. Внедрение КБ нарушило целостность первоначальной трубки. Внедрение кимберлитового расплава производилась по двум подводным каналам в СЗ и ЮВ частях, в результате чего произошло разобщение ПК на два противоположных блока, что обусловило образование современных очертаний трубки [Занкович, Рудакова, 2005].

По-мнению других авторов [Харьков и др., 1998; Яковлев, 2007; Костровицкий и др., 2015], внутреннее строение трубки обусловлено развитием трех петрографических типов пород: АКБ, слагающие пережим и незначительные участки в зонах расширения, соответствующий первой фазе внедрения; крупнозернистый ПК слагает ЮВ раздув и соответствует второму этапу внедрения; третьей фазе соответствует внедрений ПК в СЗ части трубки. АКБ окрашены в серо-зеленый цвет, и содержат более 20% макрокристаллов оливина, замещенных серпентином, мезостази́с сложен кальцит-серпентиновым агрегатом. Крупнопорфирировый кимберлиты второй фазы, содержат макрокристаллы оливина (псевдоморфозы серпентина по оливины) до 18%, с серпентин-кальцитовым мезостази́сом. Для ПК третьей фазы внедрения, характерно наибольшее развитие макрокристаллических псевдоморфоз по оливины до 50%. мезостази́с существенно серпентиновый.

Подводя итог результатам предыдущих исследований можно сделать следующие выводы:

1. Трубка Заполярная сложена несколькими типами кимберлитов (ПК, КБ и внутритиповые разновидности).
2. Сформирована в несколько этапов внедрения (от 2 до 3).
3. Для трубки Заполярная характерно широкое развитие псевдоморфоз серпентина по оливину.
4. Отмечается, сравнительно малое количество ксенолитов осадочных пород.

1.3.3. Трубка Деймос

Трубка расположена на незначительном удалении (до 5 км) от трубки Заполярная и открыта в 1956 г. На дневной поверхности данная трубка имеет почти изометричную форму – овала, вытянутого в СЗ направлении. С глубиной, поперечное сечение трубки сужается до округлой, а затем и вовсе приобретает дайкообразную форму, вытянутую также на СЗ. Во внутреннем строении трубки выделены две разновидности кимберлита: ПК и КБ [Костровицкий и др., 2015], контакты между которыми характеризуются постепенными переходами [Занкович, Рудакова, 2005].

ПК выполняют ЮЗ часть трубки и представлены средне – крупнопорфировый кимберлитом с массивной текстурой. Порфировые выделения представлены полными или частичными псевдоморфозами серпентина (+пироаурит+кальцит) по оливину до 30%. Неизменный оливин сохраняется в центральных частях псевдоморфоз. В некоторых случаях в кимберлите встречается монтичеллит, что позволило выделить еще одну внутритиповую разновидность – монтичеллитовый ПК. Основной особенностью монтичеллитовых ПК является меньшая измененность. КБ слагают большую часть

рудного тела и распространены в СВ части трубки. Текстура породы – брекчиевая, мелко-среднепорфировая.

Выводы:

1. Трубка Деймос в горизонтальном плане имеет овальные очертания.
2. Внутреннее строение трубки характеризуется развитием двух типов кимберлитов ПК и КБ.
3. Для ПК характерно присутствие монтичеллита в основной массе.

1.3.4. Трубка Комсомольская-Магнитная

Трубка Комсомольская-Магнитная была открыта в 1956 году методом детальной магнитометрической съемки. В горизонтальном плане трубка имеет гантелеобразное очертание, расширяясь в краевых частях и сужаясь по середине. Длинная ось трубки направлена на СЗ. Контакты трубки с вмещающими породами резкие, отчетливо фиксирующиеся.

По мнению [Харьков и др., 1998], трубка сложена тремя типами кимберлитов: брекчиями, массивными монтичеллитовыми кимберлитами (ММК) и безмонтичеллитовыми кимберлитами (БМК). КБ слагают полосу в северной части трубки на границе с вмещающими породами. Структура породы литокристаллокластическая, порода содержит большое количество ксенолитов вмещающих пород. Мезостазисом служит карбонат-серпентиновый матрикс. ММК слагают основную часть трубки. Количество оливина (1 – 2 см в поперечнике) в разной степени серпентинизированного в среднем достигает 24 %. Мезостазис сложен из агрегата серпентина, кальцита и чешуек флогопита. БМК развиты в восточной части трубки. В этой разновидности кимберлита наблюдаются наибольшее количество псевдоморфоз серпентина по оливины (1.5 – 4 см в

поперечнике), достигая в отдельных участках до 50 %. Мезостазис имеет карбонат-серпентиновый состав и практически не содержит флогопит.

Выводы:

1. Морфология трубки неправильная, в горизонтальном сечении имеет гантелеобразное очертание.
2. Сложена двумя основными типами кимберлитов: КБ и ПК.
3. В ПК можно выделить монтичеллитовые и безмонтичеллитовые разности.
4. Для данной трубки характерно присутствие большого количества оливина, в разной степени замещенного серпентином до 50 %.

1.3.5. Трубка Новинка

Трубка Новинка открыта в 1956 году по результатам магнитометрической съемки, располагаясь в 100 м на юго-восток от трубки Комсомольская-Магнитная. Форма трубки неправильная, с резким пережимом по середине. Внутренняя морфология трубки сложная. По мнению [Харькив и др., 1998], наличие резкого пережима свидетельствует о сочленении двух трубок.

Согласно работе [Корнилова, Никишов, 1976], большая часть трубки сложена КБ с массивной текстурой цемента. Структура цемента порфировая. Размеры порфировых выделений достигают 10 мм. Оливин размером менее 0.5 мм полностью замещен серпентином и карбонатом. КБ по особенностям состава минералов основной массы подразделена на монтичеллитовую, флогопитовую, серпентин-карбонатную и карбонат-серпентиновую. КБ с монтичеллитом слагает блок пород в южной части трубки. Содержание этого минерала в наименее изменённых разностях достигает 16 %. Флогопитовая КБ характеризуется повышенным содержанием флогопита, карбонат и серпентин присутствуют в переменных количествах. КБ с карбонат-серпентиновым

мезостазиом отличается от предыдущих присутствием карбоната в виде отдельных мелких зерен, погребенных в серпентин. КБ с серпентин-карбонатным составом отличается от предыдущих нечетким контуром порфировых выделений, пониженным содержанием магнетита и перовскита. Этот тип пространственно характерен для зон контактов с вмещающими породами в северной и южной части трубки.

В результате исследований [Харькив и др., 1998], в трубке Новинка выделяется три типа кимберлитов характерных для каждого этапа внедрения. Первыми внедрялись КБ, состоящими из псевдоморфоз по оливину (около 20%), сцементированные карбонат-серпентиновым агрегатом. Затем происходило внедрение массивных кимберлитов северо-западной части трубки, насыщенных серпентинизированными зернами оливина в карбонат-серпентиновом мезостазиоме. В основной массе отмечены перовскит, магнетит, оливин, флогопит и апатит (нередко располагающийся по периферии зерен оливина). Флогопит представлен листовидными формами, внутри которых обнаружены включения апатита и перовскита, свидетельствующие о более позднем образовании флогопита. ПК завершают внедрение кимберлитов, они характеризуются наименее измененным обликом и приурочены к юго-восточной части трубки. Структура мезостазиома аллотриоморфнозернистая, реликтовая. В этом типе кимберлитов в основной массе встречены зерна монтичеллита, который наряду с хорошо раскристаллизованной основной массой (наблюдается нефелин, апатит) погружены в микрозернистый агрегат серпентина и кальцита.

Некоторые исследователи [Занкович, Зазекало, 2005], указывают на образование кимберлитов этой трубки в одну фазу внедрения, либо две последовательные фазы внедрения, сложенные крупно- и мелкопорфировыми выделениями ПК. Текстуры разновидности в пределах трубки имеют ограниченное распространение: не образуют крупных блоков пород, не обладают геологическими границами внутри рудного тела, не имеют резких временных контактов.

Выводы:

1. Трубка Новинка имеет сложное геологическое строение как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении.

2. В пределах трубки можно точно выделить два типа кимберлитов: ПК и КБ, в которых по присутствию характерного минерала выделяются внутритиповые разновидности.

3. Внедрение кимберлитовых пород происходило в несколько этапов (от одного до трех).

1.3.6. Трубка Поисковая

Трубка Поисковая открыта в 1956 году при шлиховом опробовании территории и располагается в 3 км восточнее трубки Заполярная. На поверхность трубка выходит в виде двух тел восточного и западного. Восточное тело вытянуто в СЗ направлении и имеет грушевидное очертание. Западное тело ориентировано на СВ и имеет овальную форму. На абсолютной отметке около 260 м восточная и западная части сливаются в единое целое, вытянутое в СЗ направлении и с глубиной переходящее в дайку. По данным некоторых исследователей, вблизи восточного тела, обособляется еще одно погребенное тело изометричного облика, достигающее в поперечнике до 80 м.

Кимберлитовые породы, слагающие трубку представлены двумя типами: ПК и КБ. Оба типа кимберлитов подвержены серпентинизации, реликты свежего оливина встречаются редко. Структура ПК - мелко-среднепорфировая. Размер порфировых выделений, представленных псевдоморфозами серпентина по оливину с пирроауритом и кальцитом, достигает 5 мм при среднем размере 1-3 мм. КБ мелкообломочные, характеризуются повышенным количеством ксенолитов осадочных пород. Псевдоморфозы по оливину в КБ составляют до 40 % объема породы, в ПК до 30 %. Для обоих типов кимберлитов характерен карбонат-серпентиновый или серпентин-

карбонатный мезостазис, в котором обособляются одиночные зерна перовскита, магнетита и чешуйки флогопита. По всей видимости, внедрение кимберлитов происходило два этапа: первыми внедрялись ПК, а затем КБ [Харькив и др., 1998; Занкович, Рудакова, 2005; Костровицкий и др., 2015].

1.4. Выводы к главе 1

Предыдущие исследователи сходятся во мнении что кимберлитовые тела ВМП сложены двумя – тремя типами кимберлитов: кимберлитами порфировой структуры, брекчией кимберлитов и брекчией кимберлитов с автолитовыми выделениями, которые являются результатом взаимосоединения КБ и ПК. Внутритиповые разновидности кимберлитов обусловлены в первую очередь преобладанием характерного минерала (монтичеллит, флогопит). Отмечено что монтичеллитовые разновидности кимберлитов являются наименее измененными.

ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ. ПОДХОДЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В рамках данной работы были проведены стандартные методы исследования минералогии (исследования тонкополированных пластинок, аншлифов – шашек), с применением оптической и сканирующей электронной микроскопии, а также определение химического валового состава образцов кимберлитов.

2.1. Образцы для исследований

Фактический материал представлен образцами кимберлитов отобранных в пределах границ кимберлитовых трубок-месторождений ВМП (Комсомольская-Магнитная, Деймос, Новинка, Заполярная и Поисковая), из приповерхностных горных выработок, в результате полевых работ 2017-2018 гг на территории Верхне-Мунского месторождения. Образцы любезно предоставлены д.г.-м.н. Константиновым К.М. (ИРНИТУ, Иркутск). Кроме того, в изучаемой коллекции присутствуют образцы кимберлитов с ксенолитами глубинных пород трубки Комсомольская-Магнитная, отобранными к.г.-м.н. Дымшиц А.М. и Шарыгиным И.С., во время тех же полевых работ 2017-2018 гг. Также в изучаемой коллекции образцов данной работы присутствует образец кимберлита из керна скважины трубки Комсомольская-Магнитная, отобранный с горизонта 290 м, который был передан для исследований к.г.-м.н. Головиным А.В. (ИГМ СО РАН). Структуры и текстуры исследуемых образцов породы соответствуют описанным ранее. Обобщённая информация о петрографии кимберлитов ВМП представлена в монографиях и журнальных публикациях, посвященных исследованию кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции в целом, и ВМП в частности. Каждый

образец был предварительно распилен, смонтирован в эпоксидную смолу и препарирован.

Препарирование образцов включало несколько этапов:

Первый этап заключался в грубом выводе образцов на поверхность, для достижения исключительной плоскости поверхности образца и вмещающей эпоксидной смолы. Пробоподготовка образцов на данном этапе происходила на шлифовальной бумаге (SiC) разного размерного ряда (крупности/зернистости) (от P360 до P2500).

Второй этап заключался в полировке образцов алмазными пастами, различной размерности. Полировка производилась без использования воды, а в качестве лубриканта использовались полиминеральные масла, а также средство для тысячи применений WD-40 на основе растворителя уайт-спирит. Очистка образцов производилась с использованием петролейного эфира. Данная пробоподготовка была выполнена по аналогии с опытом предыдущих исследований кимберлитов трубки Удачная-Восточная [Шарыгин, 2014].

Основной идеей данного этапа было сохранение водорастворимых фаз, которые могли быть уничтожены в процессе пробоподготовки с использованием воды.

Для визуального контроля в процессе пробоподготовки, а также для выявления включений, использовался геолого-рудный микроскоп проходящего и отраженного света Микромед ПОЛАР 1 (Санкт-Петербург, Россия).

Всего было изготовлено свыше 30 шашек, а также 20 образцов плоско-полированных пластинок кимберлитов. Размеры шашки не превышали 0.5 см по высоте и 2.5 см в диаметре. Размеры пластинок варьировал по высоте от 0.05 см до 0.1 см при ширине 2.5 см и длине не более 5 см. Данные размеры были подобраны для исследования самыми распространёнными методами электронно-зондового исследования минералов.

2.2. Подходы применимые к исследованиям

Микроминералогические исследования требуют скрупулезного подхода и больших временных затрат. Поэтому они редко проводятся на начальных этапах изучения кимберлитов. Вместе с тем изучение минералов на микроуровне дает важную генетическую информацию о петрогенезисе кимберлитов. Для кимберлитов ВМП микроминералогические исследования ранее не проводились. В рамках данного исследования применены три научных подхода:

1. Изучение псевдопервичных (первично-вторичных, псевдовторичных) расплавных включений в макрокристаллах оливина.
2. Изучение первичных расплавных включений в магматических минералах основной массы (например, шпинелиды).
3. Детальное изучение состава и зональности минералов основной массы кимберлитов.

2.3. Методы исследований

Анализ основных элементов в минералах кимберлитов и изображения в обратно рассеянных электронах (BSE) и вторичных электронах (SE) были получены с помощью сканирующих электронных микроскопов (СЭМ) JEOL JSM-6510LV и TESCAN MIRA 3 LMU, оснащенных энергодисперсионными спектрометрами (ЭДС) с системами микроанализа AZTEC Energy XMax-80/ INCA Energy 450+/Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis), AztecLive Advanced Ultim Max 40 с безазотным детектором (Oxford Instruments Analytical Ltd., Англия), в Центре коллективного пользования (ЦКП) многоэлементных и изотопных исследований (МИИ)

ИГМ СО РАН. Новосибирск) и ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” (ИГХ СО РАН. Иркутск). Условия работы: режим высокого вакуума при ускоряющем напряжении 20 кВ расстояния 15 мм.

Принцип действия заключается в создании тонко сфокусированного потока энергетических электронов от их источника. После того как электронный пучок выброшен из источника и ускорен до высокой энергии, электронный пучок модифицируется различными линзами, последовательно уменьшая диаметр пучка и сканирования сфокусированного пучка в растр, и размещают его в виде последовательных в ряд близко расположенных, но дискретных мест на образце. После этого каждые электроны фиксируются детекторами (BSE и SE) оцифровываются. Система ЭДС дает возможность получать информацию об определении основных и второстепенных компонентов породообразующих минералов, путем изучения характеристического рентгеновского излучения [Лаврентьев и др., 2015].

Химический анализ зерен ксенокристов клинопироксена было выполнено на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 (Jeol Ltd) ЦКП МИИ (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Условия анализа включали ускоряющее напряжение 20 кВ при токе пучка 100 нА. Время набора данных на каждый элемент составляло 40 с. В качестве стандартов использовались минералы, синтетические материалы: пироп, марганцевый гранат, авгит, альбит, диопсид и тд. Пределы обнаружения составляли в мас. %: 0.01 для CaO, FeO, MnO, Al₂O₃, Cr₂O₃, K₂O; 0.02 для SiO₂, TiO₂, Na₂O; 0.04 для MgO. Для каждого зерна было сделано 3 измерения (край – центр – край).

Принцип действия рентгеноспектрального микроанализа заключается в создании узкого пучка электронов, которые собираются и фокусируются электромагнитными линзами на образце. При попадании пучка электронов на исследуемую поверхность, происходит выбивание электронов с оболочек атомов вещества, которые и генерируют рентгеновское излучение. Рентгеновское излучение является результатом взаимодействия между тонко сфокусированным пучком электронов и исследуемым образцом. В

результате чего происходит изменение энергии атома исследуемого вещества или изменение интенсивности рентгеновского излучения. Содержание элементов рассчитывается из отношения интенсивности рентгеновского излучения, генерируемого в образце с известными значениями интенсивности в стандарте, с уже известными значениями концентрации элементов.

Для экспрессного определения ассоциации минералов, минерального состава применялся метод спектроскопии комбинационного рассеяния света (КРС-спектроскопия), позволяющий с высокой скоростью идентифицировать минерал по характеристическим линиям(спектрам) минерала. Необходимо отметить что для каждого минерала существуют определенные уникальные характеристические линии на КРС-спектрах.

Метод КРС основан на неупругом рассеянии света. Суть метода заключается в облучении исследованного образца монохроматическим пучком света (лазером), при котором происходит взаимодействие с колебаниями атомов в молекулах, фотонами или другими возбуждениями в системе, в результате чего энергия лазерных фотонов смещается в область высоких или низких значений. Сдвиг энергии даёт информацию о колебательных модах в системе. Ниже перечислены основные преимущества метода КРС-спектроскопии:

- Идентификации минералов, определение вещественного состава газов и жидкостей.
- Идентификации полиморфных модификаций веществ одного состава.
- Изучение минералов в шлифах под покровным стеклом.
- Изучения включений в минералах, не выведенных на поверхность.
- Определения степени кристалличности вещества.
- Детальное картирование образца.
- Часто не требует трудозатратой пробоподготовки.

- Анализ в точке (по X, Y, Z)
- Прост в использовании.

В рамках данной работы метод КРС-спектроскопии применялся для идентификации состава как тонких минеральных агрегатов заключенных в виде микровключений как кристаллических, так и расплавных; для определения ассоциации минералов; для идентификации: оксидов, гидроксидов, сульфатов, фосфатов, силикатов и сульфидов. Для каждого минерала приведены наиболее оптимальные условия съемки.

Диагностика кристаллических фаз во включениях в хромшпинелиде проводилась с помощью комбинации двух методов – СЭМ ЭДС и КРС-спектроскопия. Исследования выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН) на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 (см. выше). КРС-спектры были получены в ИЗК СО РАН (Иркутск), с применением системы для конфокальной КРС-спектроскопии WITec alpha 300R (WITec GmbH), оборудованной Nd:YAG-лазером с длиной волны 532 нм. Фокусировка лазерного луча на образец осуществлялась через объективы “Zeiss” 10x/NA0.25, 50x/NA0.75, 50x/NA0.55 и 100x/NA0.90, обеспечивающие пространственное разрешение менее 1 мкм. Спектральное разрешение составляло 1.6 см^{-1} . Калибровка спектров проводилась по линии 520.7 см^{-1} кристаллического кремния. Целью этой комбинации являлось получение достоверных данных несколькими методами микроанализа. Таким образом охарактеризовано порядка 100 расплавных включений в хромшпинелиде из разных кимберлитовых трубок ВМП. Необходимо отметить что включения крайне неравномерно распределены по трубкам. Наибольшее их количество интерпретировано в трубке Заполярная.

Исследования расплавных включений в макрокристаллах оливина проведены с использованием только метода КРС-спектроскопии.

Исследования джерфишерита проведено также с помощью комбинации СЭМ ЭДС, оптической микроскопии и КРС-спектроскопии.

Для идентификации минералов полученные КРС-спектры сравнивались с эталонными спектрами из базы данных RRUFF (<http://rruff.info/>) и литературных источников [Frezotti et al., 2013; Golovin et al., 2017, 2018, 2020; Sharygin et al., 2021].

Для получения валового состава кимберлитов, определения породообразующих и редких/рассеянных элементов был применен рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) с использованием волно-дисперсионного спектрометра S8 Tiger (Bruker AXS, Германия) в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, Иркутск. Перед анализом, истертое вещество пробы сплавлялось со смесью метабората и тетрабората лития, добавляли 4 % р-ра LiBr и сплавляли в электропечи при температуре 1050 °С, согласно методике [Амосова и др., 2015; Pashkova et al., 2019].

В работе были использованы данные по валовому составу кимберлитовых трубок ВМП, опубликованные в работах А.П. Бобриевича, В.П. Корниловой, А.Д. Харькива, Н.С. Занкович и Г.И. Рудаковой, В.Б. Василенко, М.Ю. Зазекало, З.В. Speziуса, С.И. Костровицкого и Д.А. Яковлева, выполненные в различные временные рамки исследований кимберлитов ВМП.

2.4. Выводы к главе 2

В работе использован комплекс неструктивных аналитических методов микроанализа вещества, пригодных для всестороннего изучения минералогии, микроминералогии и петрографии кимберлитов ВМП.

Методы СЭМ, используемые в данном исследовании, более чем достаточно показывают закономерности изменения состава минералов, отражают содержания основных и второстепенных компонентов в минералах.

Метод КРС-спектроскопии отлично подходит для расшифровки и интерпретации информации, заключенной как во вскрытых, так и невскрытых расплавных включениях,

находящихся внутри прозрачных, и темноцветных минералах-хозяевах, что открывает широкий диапазон возможностей для исследований данным методом микроанализа.

ГЛАВА 3. КИМБЕРЛИТЫ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ

Как говорилось в предыдущих главах, объектом детальных минералогических исследований послужили алмазоносные кимберлитовые трубки ВМП (Заполярная, Комсомольская-Магнитная, Новинка, Поисковая и Деймос), которые объединены в Верхне-Мунское месторождение алмазов.

3.1. Петрографическая характеристика кимберлитов

В результате обобщения ранее опубликованных данных посвященных изучению петрографии кимберлитов ВМП, был сделан вывод о том, что основными, самыми распространёнными типами кимберлитов в пределах трубок являются ПК и КБ.

ПК – представляют собой породу порфировой структуры с массивной текстурой, порфировые вкрапленники сложены псевдоморфозами серпентина по оливину, которые иногда демонстрируют флюидалность. КБ – это породы брекчиевой текстуры, содержащих обломки кимберлитов ранних генераций, вмещающих пород и глубинных ксенолитов, которые могут содержать ксеногенный материал в количестве - <10 % [Костровицкий и др., 2015].

По наличию характерно минерала основной массы кимберлиты ВМП подразделяются на слюдяные и монтichelлитовые кимберлиты [Корнилова, Никишов, 1976; Яковлев, 2007; Костровицкий и др., 2015]. Монтichelлитовые кимберлиты менее подвержены изменениям и чаще содержат неизменный оливин [Яковлев, 2007].

Предыдущие исследователи кимберлитов ВМП, сходятся во мнении о слабой измененности кимберлитов данного поля [Харькив, 1998; Занкович, Рудакова, 2005; Яковлев, 2007; Костровицкий и др., 2015; Yakovlev et al., 2021]. В первую очередь этот факт основан на высокой концентрации неизменённых зерен оливина размером от 0.2 см

до 2 см. Большое количество таких зерен оливинов характерно для трубок Новинка, Комсомольская-Магнитная, Деймос и Зимняя [Яковлев, 2007].

Для изученной коллекции образцов, нами отмечено, повсеместное развитие неизменных зерен оливина, которые установлены только для кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная, в порфировой разновидности кимберлита. В единичных количествах неизменные зерна оливина наблюдаются в трубках Новинка, в двух из четырех образцов ПК; в трубке Поисковая, в одном образце из трех сложенном ПК; и трубке Деймос, в двух из трех образцов КБ. Ниже дана краткая характеристика изученных образцов кимберлитов ВМП.

Кимберлитовые породы трубки Комсомольская-Магнитная сложены слабо измененной порфировой разновидностью кимберлита. Структура породы массивная, полнокристаллическая. Порфировые выделения сложены псевдоморфозами серпентина, серпентина и кальцита по оливину размером от 0.2 мм до 1-2 мм. Порфирокласты размером от 0.5 до 2 мм часто содержат реликты неизменного оливина. Реликтовые зерна оливина имеют округлый, округло-овальные и реже угловатые очертания, достигая размера до 1-2 мм. Такие порфировые выделения предварительно отнесены к ксенокристаллам. Псевдоморфозы серпентина по оливину размером от 0.2 до 0.5 мм, имеют форму характерную для идиоморфных зерен оливина, и по всей видимости являются фенокристаллам оливина, которые были полностью замещены. Такие фенокристаллы часто содержат кристаллические включения хромшпинелида (размером 20-30 мкм). Порфировые выделения, в количестве до 25-50 % объема всей породы, заключены в тонкозернистую массу (до 100 мкм), которая в основном состоит из агрегата серпентина и тонкой вкрапленности пластинок, чешуек и лейст флогопита. Тем самым базисом кимберлитов является серпентин-флогопитовой агрегат, в процентном содержании не превышая 30-50 % объема всей породы. В данном агрегате минералов отчетлива фиксируются магматические минералы основной массы, имеющие размер от 30 мкм до 100-150 мкм, и представлены: монтичеллитом, шпинелидом, перовскитом,

апатитом и сульфидом. Содержание монтчеллита, шпинелида и перовскита достигает около 20%, а между собой минералы распределены как 2:1:1, соответственно. Апатит и сульфиды распределены неравномерно. Визуально количество сульфидов, (1-3 % объема всей породы) преобладает над долей апатита (1-2%). Среди продуктов вторичной минерализации отмечено только развитие серпентина и кальцита по оливину. Редко среди продуктов преобразования оливина встречаются незначительные количества магнетита, который формирует обособления неправильной формы в псевдоморфозах серпентина по оливину.

Образцы кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная, изученные в рамках данного исследования, являются слабоизменёнными, что подтверждается наименьшим развитием вторичной минерализации, в частности наименее серпентинизированным обликом породы, и большим количеством реликтовых зерен оливина в порфириновых выделениях.

Образцы кимберлитов трубки Заполярная представлены КБ и порфириевой разновидностью кимберлитов. Выделения неизменных зерен оливина размером от 0.2 до 2-5 мм полностью отсутствуют, а все пространство, ранее сложенное оливином полностью замещено псевдоморфозами серпентина, кальцита, доломита, магнетита и тд. Объем породы, которую занимают псевдоморфозы составляет около 30-60 %. Структура породы скрыто кристаллическая, в которой отчетливо фиксируются отдельные зерна шпинелидов, перовскита и флогопита размером до 100 мкм. Для зерен шпинелида и перовскита установлена рудная оторочка – кайма. Кроме того, довольно частым случаем являются крупные зерна апатита, достигающие размера 400-500 мкм, лучистого, радиально-лучистого строения. В совокупности зерна шпинелида, перовскита, флогопита и апатита, слагают до 20 % объема все породы. Межзерновое пространство (до 60 %) сложено в основном серпентином в порфириевой разновидности кимберлита, с подчиненным количеством тонкозернистого агрегата, сложенным кальцитом. Кальцит формирует пустоты неправильной, амёбовидной формы, размер которых варьирует в

широких пределах. В то время как для брекчии кимберлитов связующим агрегатом, заполняющим межзерновое пространство, являются скопления мелко-тонкозернистого хлорита (размером до 5 мкм) с кальцитом, доломитом и серпентином. Для Кб характерно присутствие ксенолитов известняков. В обоих типах кимберлитов (ПК и КБ) отчетливо наблюдаются зоны прожилково-вкрапленной минерализации вторичного происхождения (до 10 %), сложенные магнетитом, часто гематитом, маггемитом и гетитом. Не редкой формой выделения данных минералов является обособления неправильной формы. Развитие сильно проявленной вторичной оксидной минерализации, а также полное отсутствие зерен оливина (вообще любых типов) и скрытокристаллический характер породы, указывает на сильную измененность изученных образцов кимберлитов трубки Заполярная.

Кимберлиты трубки Новинка сложены массивной разновидностью порфировых кимберлитов. Структура породы полнокристаллическая, однако встречаются участки породы скрытокристаллического облика. Порфировые выделения в основном сложены зернами оливина, почти всегда замещены серпентином, кальцитом и магнетитом. Объем порфировых выделений может достигать 40-60% породы. Встречаются фрагменты зерен граната и шпинелида размером более 200 мкм. Порфирокласты заключены в серпентин-карбонатный, серпентин-карбонат-хлоритовый мезостазис. Карбонат в основном представлен кальцитовым, редко доломитовым составом. Доля карбоната может достигать 10-15%, а серпентина до 20 % объема породы. Доля хлорита колеблется в 3-5 % объема породы. Формой выделения карбоната являются бесформенные проявления. Помимо порфировых выделений псевдоморфоз серпентина по оливину, в мезостазисе встречены зерна шпинелидов, перовскита, апатита и флогопита. Шпинелиды и перовскит, наиболее часто наблюдаемые минералы основной массы кимберлитов данной трубки. Между собой они относятся примерно 1:1, тем самым характеризуются повсеместным распространением. Размер этих минералов варьирует от 50 до 100 мкм. Апатит и флогопит распространены неравномерно и имеют размеры до 50 мкм. Вторичная рудная

минерализация не столь ярко проявлена в данной трубке по сравнению с кимберлитами трубки Заполярная. В большинстве случаев она ограничивается развитием магнетита внутри псевдоморфоз по оливину. Однако в некоторых образцах трубки Новинка, вокруг порфириковых выделений наблюдается оторочка вторичной рудной минерализации, которая сложена окислами и гидроокислами железа. Кроме того, встречены неправильные, тонкие скопления, напоминающие «паутину» кружева пироаурита и арагонита. Вторичный кальцит распространен в центральных частях бывших зерен оливина, развиваясь концентрировано.

Несмотря на свой свежий облик, образцы кимберлитов трубки Новинка являются изменёнными породами, даже несмотря на присутствие реликтовых зерен оливина. Однако развитие карбонатной составляющей в мезостазисе, а также вторичной оксидной минерализацией, не позволяют поставить кимберлиты данной трубки в один ряд с кимберлитами трубки Комсомольская-Магнитная.

Кимберлитовые породы трубки Деймос сложены КБ. Текстура породы – брекчиевая. Для образцов кимберлитов характерно присутствие и/или фрагментов ксенолитов вмещающих пород, содержание которых достигает 15 % объема всей породы. Форма ксенолитов разнообразная, но чаще всего наблюдаются вытянутые, овальные и фрагментарно угловатые обломки вмещающих пород. Как для других кимберлитов ВМП характерно присутствие псевдоморфоз серпентина, совместно с карбонатом размером до 2-5 мм. В единичных случаях в таких псевдоморфозах наблюдаются реликты оливина. Немаловажным фактором являются находки, мелкозернистой вкрапленности ильменита в псевдоморфозах. Постоянным присутствием отмечены псевдоморфозы размером около 100-300 мкм, полностью сложенные серпентином, с незначительным количеством карбоната. Довольно часто в них можно наблюдать включения хорошо ограненного хромшпинелида. Две генерации псевдоморфоз заключены в существенно карбонатную массу вещества, однако в некоторых случаях наблюдаются участки развития смешения карбоната совместно с хлоритом. Серпентин в составе цементирующей массы обнаружен

не был. Таким образом серпентин развивается только при замещении оливина. Помимо карбонатной, карбонат-хлоритовой массы, были обнаружены неравномерно распределенные зерна апатита, размером, не превышающим 30 мкм. Находки флогопита относительно редки, и в основном представлены пластинками, размером до 20-30 мкм, в единичных случаях достигая 100 мкм. Равномерно по породе распределены зерна шпинелидов и перовскита, размером от 50 до 100-120 мкм. Замечено, что вокруг этих зерен наблюдается рудная оторочка – кайма, сложенная ильменитом. Кайма, развивающаяся по перовскиту тонкая, обрывистая, в то время как вокруг шпинелидов – оторочка мелкозернистая и довольно широкая, в некоторых случаях достигающая ширины 30 мкм. Вторичная минерализация проявлена и выражена в развитии хлорита и кальцита в мезостазисе, а также среди псевдоморфоз серпентина по оливину. Кроме того, находят свое развитие обособления прожилково-вкрапленного типа, по всей видимости сложенные окислами и гидроокислами железа.

Изученные образцы КБ трубки Деймос являются изменённой горной породой, что подтверждается сплошным развитием карбоната и хлорита, а также зон вторичной прожилково-вкрапленной минерализации.

Образцы кимберлитов трубки Поисковая представлены порфировой разновидностью кимберлитов и брекчией кимберлитов. Порфировые выделения в основной представлены полными псевдоморфозами серпентина, совместно с кальцитом и доломитом по оливину. В большинстве случаев в таких обособлениях развивается ильменит в форме жилок, которые трассируют границы зерен, ранее сложенные оливином. Кроме того, в одном случае был встречен оливин размером около 1 мм, вокруг которого наблюдалась карбонатная, карбонат-серпентиновая оторочка. Этот оливин, имеет неправильную морфологию (угловатую) и скорее всего являлся либо обломком/фрагментом ксенолита. ПК сложен хлорит-кальцитовым мелкозернистым агрегатом. Общим для обоих типов кимберлитов является равномерное развитие перовскита и шпинелидов, нередко с рудной оторочкой ильменита, которая развивается в

основном по перовскиту. Зерна флогопита и апатита редки и имеют размер до 40 мкм. Кроме того, для обоих типов пород характерно обилие зон вторичной магнетитовой минерализации, формирующей тонкие, плоские образования. Для КБ такие скопления могут достигать до 1 мм.

В целом петрография изученной коллекции кимберлитов соответствует описанию предыдущих исследователей [Корнилова, Никишов, 1976; Харьков, 1998; Занкович, Рудакова, 2005; Яковлев, 2007; Костровицкий и др., 2015] кимберлитов ВМП. Однако существуют некоторые особенности, на которые необходимо сделать акцент:

1. Изученные кимберлитовые породы ВМП характеризуются разной степенью измененности, от слабо до сильно измененных пород. Возможно это связано с местом отбора породы, т.к. образцы данной коллекции были отобраны практически с дневной поверхности, из разведочных канав, глубина которых не превышает 5 м. Однако в коллекции имеются образцы трубки Комсомольская-Магнитная, с разных уровней глубинности, которые по визуальному облику, а также набору минералов кимберлитов фактически ничем друг от друга не отличаются.

2. Только в кимберлитах трубки Комсомольская-Магнитная нами были диагностированы зерна монтчеллита и сульфида (предположительно, джерфишерита). По всей видимости, совместное нахождение монтчеллита, джерфишерита и реликтов оливина, указывает на наименьшую приверженность кимберлитов данной трубки серпентинизации.

3. Сильную измененность демонстрируют образцы кимберлитов трубки Заполярная, следующими, по принципу уменьшений наложенной минерализации следуют образцы трубки Поисковая, Деймос, Новинка и Комсомольская-Магнитная.

4. Для кимберлитов трубок Заполярная которые выполнены брекчией кимберлитов, а также кимберлитов трубки Поисковая и Деймос установлен ильменит, который образует кайму вокруг перовскита основной массы. Данный факт может являться

следствием изменения физико-химических условий кимберлитовой магмы в процессе становления трубки.

3.2. Химический состав кимберлитов ВМП

Присутствие в кимберлитах достаточного количества ксеногенного материала, а также приверженность кимберлитов вторичной гидротермально-метасоматической переработке, обусловило широкие вариации химического состава, как отдельных редких элементов [Бородин и др., 1976; Илупин и др., 1978; Костровицкий, 1986], так и породообразующих оксидов [Илупин и др., 1978; Никишов, 1984; Харьков и др., 1991; Василенко и др., 1997].

Согласно [Костровицкий и др., 2007; Яковлев, 2007], в петрохимическом отношении кимберлиты ВМП относятся к магнезиально-железистому типу ($\text{FeO} = 6 - 9$ мас. %; $\text{TiO}_2 = 1 - 2.5$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = <1-2$ мас. %). Данный петрохимический тип характерен для всех алмазоносных кимберлитовых полей ЯКП [Костровицкий и др., 2007].

Обобщённый химический состав породообразующих компонентов кимберлитов ВМП (в мас. %) представлен следующими вариациями состава: $\text{SiO}_2 = 24.58-35.98$; $\text{TiO}_2 = 0.79-5.16$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.30-7.10$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.69-12.27$; $\text{MnO} = 0.04-0.27$; $\text{MgO} = 16.55-49.7$; $\text{CaO} = 0.9-21.7$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.0-1.51$; $\text{K}_2\text{O} = 0.0-2.2$; $\text{CO}_2 = 0.2-17.7$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.00 - 1.12$ [Бобриевич, 1964; Корнилова, Никишов, 1976; Харьков, 1998; Занкович, 2004; Занкович, Рудакова, 2005; Василенко, 2006; Яковлев, 2007; Зазекало, 2008; Специус и др., 2011; Костровицкий и др., 2015]. Детальные химические данные валового опробования кимберлитов ВМП, выполненные предыдущими исследователями в период с 1960-ых годов по настоящее время обобщены и представлены в приложении 1.

Нами проведены исследования валового состава 13 образцов кимберлитов ВМП методом РФА (Таблица 3. 1.), выполненные в ИЗК СО РАН, аналитик Черкашина Т.Ю. В целом полученные данные валового состава не противоречат результатам предыдущих исследований.

Таблица 3. 1. Валовый состав некоторых изученных образцов кимберлитов ВМП.

№	Трубка а	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Sr	Zr	Ba
1	ПС	29.22	1.91	1.74	9.28	0.13	29.82	6.71	<0.1	0.73	0.42	18.9	99.03	0.024	0.009	0.11
2	ПС	29.77	2.07	1.76	7.83	0.11	26.95	10.05	<0.1	0.41	0.45	19.6	99.04	0.041	0.009	0.03
3	ПС	29.93	2.03	1.83	7.37	0.09	27.29	10.30	<0.1	0.41	0.48	19.5	99.34	0.032	0.009	0.03
4	ДМ	26.37	1.18	2.97	7.30	0.13	24.73	14.40	<0.1	0.95	0.65	20.8	99.64	0.082	0.013	0.09
5	ДМ	26.73	1.15	2.70	7.53	0.10	25.90	13.95	<0.1	0.83	0.61	19.6	99.25	0.076	0.014	0.08
6	КМ	27.88	1.11	2.25	7.92	0.13	27.03	11.16	<0.1	1.33	0.47	19.3	98.81	0.082	0.011	0.18
7	КМ	28.38	1.27	1.78	8.11	0.13	28.97	9.95	<0.1	0.54	0.34	19.2	98.83	0.051	0.012	0.08
8	КМ	28.58	1.25	2.41	8.26	0.11	27.25	10.55	<0.1	1.78	0.54	18.2	99.12	0.038	0.011	0.13
9	НВ	28.37	1.55	1.48	9.64	0.13	31.18	6.84	<0.1	0.66	0.21	18.5	98.76	0.045	0.013	0.13
10	НВ	26.96	1.59	1.87	8.86	0.16	28.37	9.94	<0.1	0.89	0.64	19.5	99.00	0.071	0.012	0.11
11	ЗП	27.69	1.14	2.16	5.74	0.08	26.69	13.67	<0.1	0.09	0.33	21.2	98.95	0.028	0.009	0.14
12	ЗП	30.56	1.35	1.60	8.56	0.14	32.31	4.81	<0.1	0.49	0.43	18.4	98.76	0.033	0.011	0.11
13	ЗП	30.97	1.16	1.98	8.70	0.13	32.43	4.72	<0.1	0.01	0.03	18.8	99.00	0.007	0.009	0.02

Примечания: ПС - Поисковая; ДМ - Деймос; КМ - Комсомольская-Магнитная; НВ - Новинка; ЗП - Заполярная.

3.3. Минералогия кимберлитов ВМП

3.3.1. Макрокристаллы

Макрокристалл – это, термин, который не несет в себе генетического смысла, а используется для описания крупных, индивидуальных зерен, имеющих размер более 1 мм, ксеноморфных кристаллов (ксенокристаллы), которые визуально легко можно наблюдать невооружённым взглядом [Scott-Smith et al., 2013].

По нашему мнению, размер макрокристаллов варьирует от 200-400 мкм и крупнее, до первых мм. Они отчётливо выделяются в мелкозернистые массы кимберлита (менее 100 мкм). Среди данной группы минералов были выделены две разновидности минералов по происхождению: ксенокристаллы и фенокристаллы.

Ксенокристаллы – микроксенолиты, фрагменты мантийных и коровых пород, которые в результате прорыва кимберлитовой магмы от источника, захватывались ею и выносились на поверхность. Данные минералы не кристаллизовались из кимберлитовой магмы и по своей, сути никакого отношения, связанного с образованием кимберлитов, не имеют. Большое присутствие ксенокристаллов данной группы оказывает негативное влияние на валовый химический состав кимберлитовых пород. Однако среди данной группы, есть минералы спутники алмазов, среди которых встречаются гранат, ильменит и тд. Этот факт является одним из основополагающих факторов для методики поисков месторождений алмазов.

Второй группой минералов наблюдаемых среди макрокристаллов являются фенокристаллы. Фенокристаллы – это минералы которые кристаллизовались из кимберлитового расплава. Они имеют размер от 200 до 500 мкм.

Ниже мы представим характеристику наиболее распространённых макрокристаллов среди изученных образцов кимберлитов ВМП. Отметим что почти в каждом изученном образце были встречены минералы данной группы.

Оливин

Является наиболее распространённым макрокристаллом, обнаруженным среди всей изученной коллекции образцов. Чаще всего зерна оливина полностью или частично замещены серпентином, иногда совместно с кальцитом и доломитом. Довольно часто в макрокристаллах оливина замещенного серпентином, развиты прожилки магнетита с гидроокислами железа (гётит?). Реликты сохранившегося оливина в основном характерны для изученных образцов трубки Комсомольская-Магнитная, в других образцах реликты сохранившегося оливина были встречены в единичных количествах, либо и вовсе не были диагностированы. Как говорилось ранее, при описании петрографии кимберлитов ВМП, кимберлиты трубки Комсомольская-Магнитная наименее изменены, видимо, именно поэтому большое присутствие реликтовых зерен оливина характерно для данной трубки.

Зерна оливина имеют размер от 200 мкм до нескольких мм (рис. 3. 1.). Характеризуются округлой, вытянутой морфологией зерен, но не редко встречаются и идиоморфные зерна. В большинстве случаев в макрокристаллах оливина виден характер замещения, от края зерна к центру. В следствии чего мы и наблюдаем в центральных частях реликты свежего, неизмененного оливина. Как показывают предыдущие работы часто оливин, имеющий ксеногенный генезис, обрастает каймой первичного магматического оливина, что и приводит к его зональному строению зерен [Abersteinier et al., 2022]. Как показывает характер замещения, в первую очередь серпентинизации подвергается именно магматический оливин, затем процесс замещения охватывает и центральные (ядерные) части. Нами получены химические составы ядерных частей реликтовых оливинов в мас. %: $\text{SiO}_2 = 38.17\text{--}41.82$; $\text{FeO}(\text{total}) = 7.71\text{--}10.67$; $\text{MnO} = 0.15\text{--}$

0.19; MgO = 45.26–50.79; CaO = 0.08–0.15; NiO = 0.36–0.57; Mg# = $100 * \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}) = 88.39\text{--}92.15$.

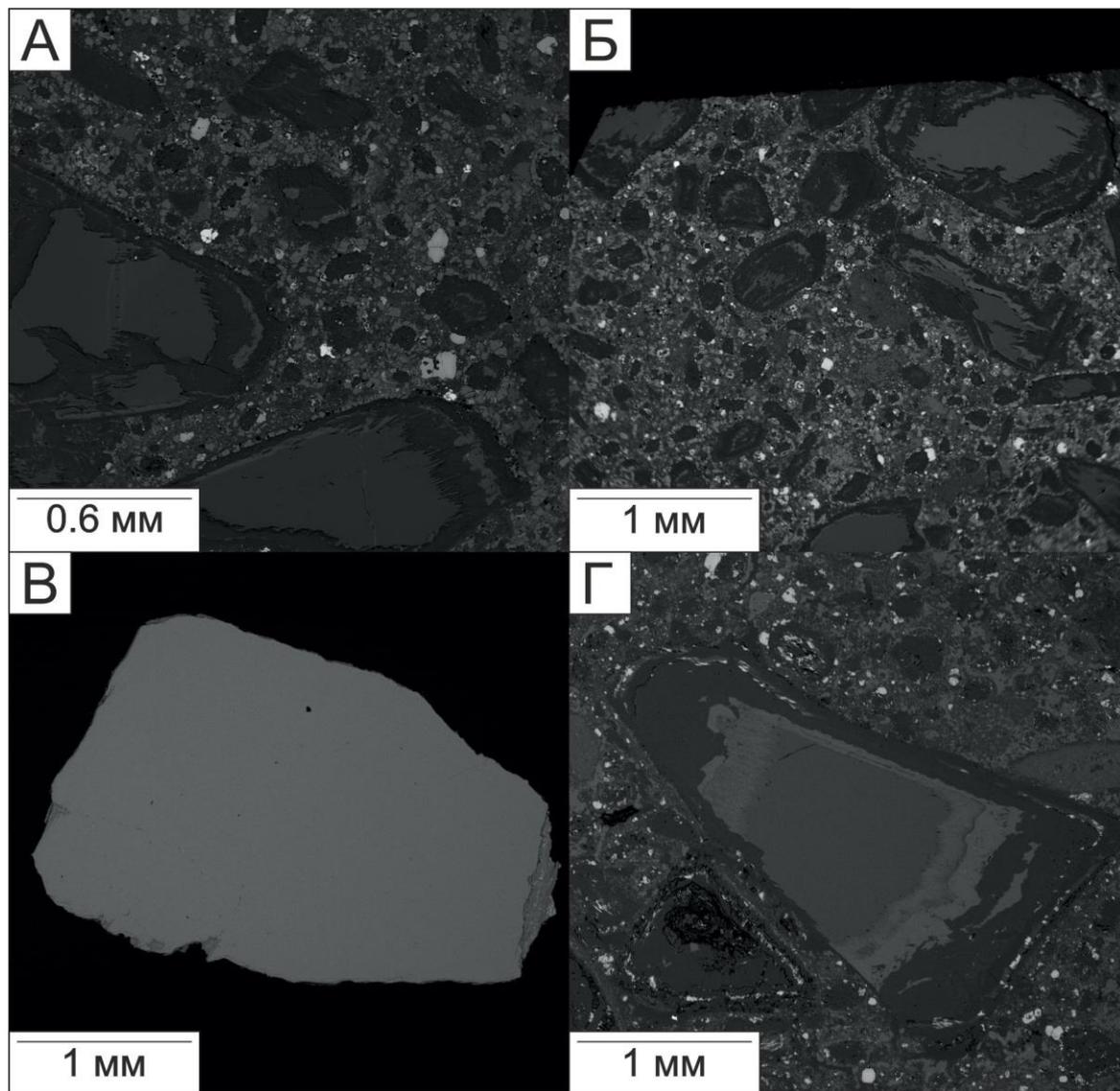


Рис. 3.1. Макрокристаллы частично или полностью замещенные серпнетином, кальцитом и магнетитом с реликтами оливина в центральной части, на фоне основной массы (А-Г) (тр. Комсомольская-Магнитная). Изображения в BSE.

Проведено сопоставление данных химического анализа реликтовых зерен оливина, относящихся к группе макрокристаллов, с оливином ксенолитов мантийных пород трубки Комсомольская-Магнитная (рис. 3. 2.). Для образцов представленных в работе [Dymshits et al., 2020 а,б], были проведены дополнительные исследования методом СЭМ-ЭДС (таблица 3. 2.).

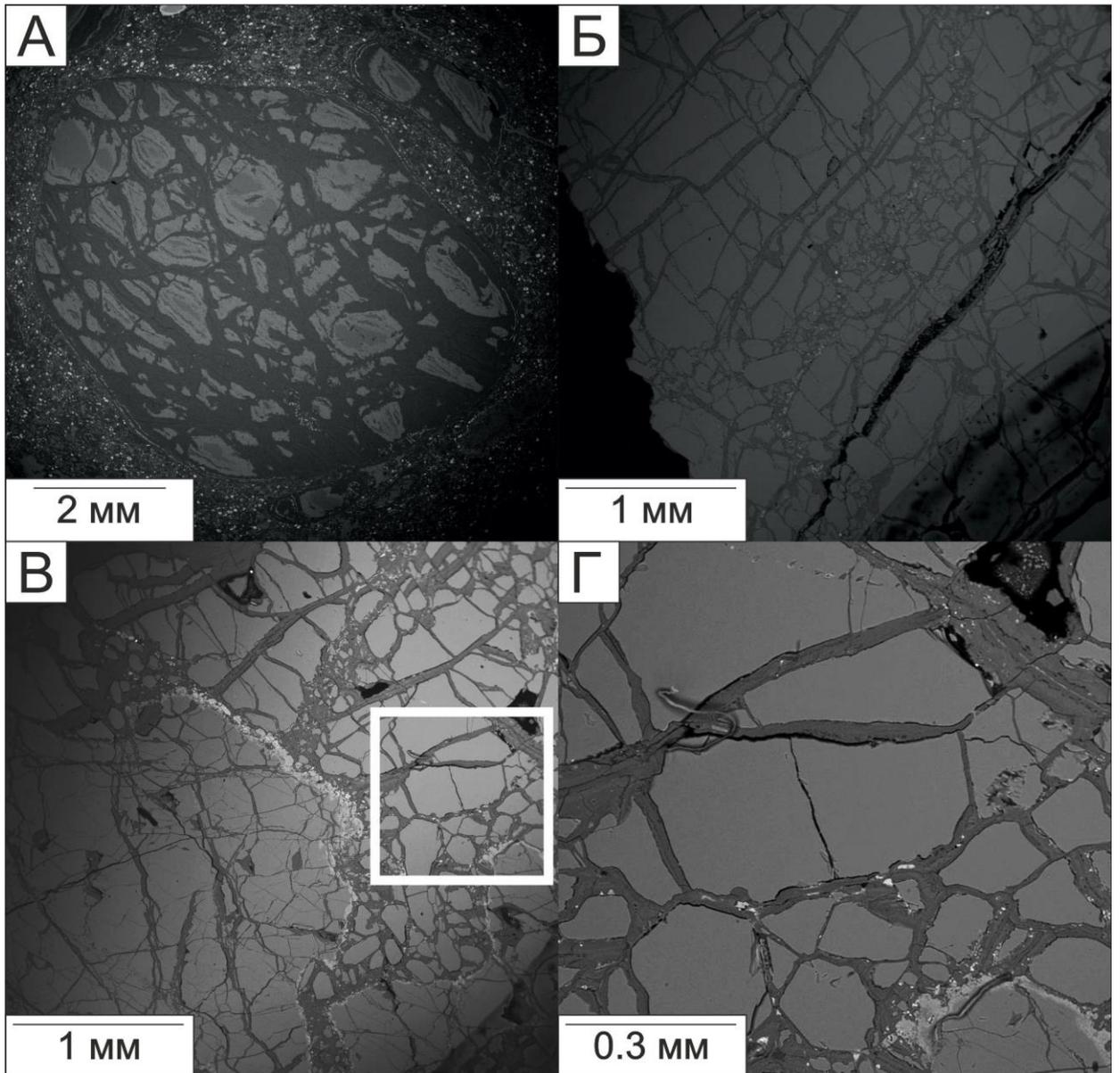


Рис. 3.2. Оливин ксенолитов трубки Комсомольская-Магнитная (А-В). Белым квадратом выделен рисунок Г. Изображения в BSE.

Olv (xen) – оливин из ксенолитов.

Таблица 3. 2. Химический состав оливина из ксенолитов кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная.

Образец	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	Mg#
АКМ45_О	39.39	7.13		49.17		0.34	96.03	92.48
АКМ45_О	39.79	7.27	0.13	49.28		0.46	96.93	92.36
АКМ45_О	39.71	8.05		49.14		0.36	97.26	91.58
АКМ45_О	39.43	7.42	0.12	48.8		0.45	96.22	92.14
АКМ45_О	38.34	7.82		47.33		0.43	93.92	91.52
АКМ14	42.77	9.87	0.14	52.02		0.33	105.13	90.38
АКМ14	40.22	7.4		49.96		0.27	97.85	92.33
ТКМ_28_11	39.3	9.58		47.59		0.62	97.09	89.85
КМ 54p	40.67	8.27	0	50	0	0.43	99.37	91.51
КМ 54p	42.15	8.35	0.19	51.89	0	0.39	102.97	91.72
КМ 54p	41.63	8.61	0	51.26	0.18	0.42	102.10	91.39
КМ 54p	39.75	8.34	0	48.74	0	0.37	97.20	91.24
КМ 54p	39.83	8.44	0	49.2	0	0.38	97.85	91.22
КМ 54p	41.72	8.39	0	51.27	0	0.45	101.83	91.59
КМ 54p	42	8.81	0	51.81	0.13	0.43	103.18	91.29
КМ 54p	41.14	8.49	0	50.26	0	0.37	100.26	91.34
КМ 54p	40.56	8.39	0.18	50.36	0.18	0.42	100.09	91.45
КМ 54p	40.37	8.49	0	49.91	0	0.41	99.18	91.29
КМ 54p	41.85	8.68	0	51.59	0	0.55	102.67	91.38
КМ 54p	41.27	8.86		51.39	0	0.29	101.81	91.18
КМ 54p	42.49	8.83	0	52.02	0	0.41	103.75	91.31
КМ 54p	41.33	8.38		50.59		0.46	100.76	91.50
КМ 54p	42.02	8.29		51.11		0.5	101.92	91.66
КМ 54p	42.04	8.61		51.41		0.47	102.53	91.41
КМ 54p	41.5	8.59		51.19			101.28	91.40
КМ 54p	40.86	8.56		50.08		0.6	100.10	91.25
КМ 54p	41.65	8.86		51.69		0.51	102.71	91.23

Образец	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	Mg#
KM 54p	41.61	8.4		51.19		0.36	101.56	91.57
KM 54p	41.74	8.34		51.08		0.45	101.61	91.61
KM 54p	40.86	8.56		50.08		0.6	100.10	91.25
KM 54p	41.65	8.86		51.69		0.51	102.71	91.23
KM 54p	41.61	8.4		51.19		0.36	101.56	91.57
KM 54p	41.74	8.34		51.08		0.45	101.61	91.61
KM 54p	42.77	8.81		52.15		0.41	104.14	91.34
KM 54p	42.62	8.84		52.19			103.65	91.32
KM 54p	43.32	9.02		53.33		0.48	106.15	91.33
TKM 10_11	38.21	7.46	0	46.81	0	0.37	92.85	91.79
TKM 10_11	40.5	7.71	0	49.12	0	0.46	97.79	91.91
TKM 10_11	39.75	7.6	0	48.34	0		95.69	91.90
TKM 10_11	39.28	7.6	0	48.09	0		94.97	91.86
TKM 10_11	39.26	7.62	0	48.41	0	0.45	95.74	91.89
TKM 10_11	39.47	7.86	0	48.67	0	0.34	96.34	91.69
TKM 10_11	40.11	8.03	0	49.57	0		97.71	91.67
TKM 10_11	40.84	7.9	0	50.48	0	0.59	99.81	91.93
TKM 10_11	40.56	7.86	0	49.78	0	0.39	98.59	91.86
TKM 10_11	40.01	7.76	0	48.72	0	0.42	96.91	91.80
TKM 10_11	39.17	7.5	0	48.26	0		94.93	91.98
TKM 10_11	40.33	7.96	0.19	49.68	0		98.16	91.75
TKM 10_11	39.86	7.74	0	49.75	0	0.37	97.72	91.97
TKM 10_11	40.2	8.04	0.17	50.08	0	0.46	98.95	91.74
TKM 10_11	40.61	7.89	0	50	0	0.45	98.95	91.87
AKM21i	40.86	7	0	50.69	0	0.43	98.98	92.81
AKM21i	40.95	7.14	0	52.2	0.24	0.53	101.06	92.87
AKM21i	40.31	6.96		50.64		0.36	98.27	92.84
AKM21i	43.99	7.51		54.66		0.47	106.63	92.84
AKM21i	41.87	7.14		52.02			101.03	92.85

Образец	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	Mg#
AKM 42n	40.52	9.17		49.3		0.34	99.33	90.55
AKM 42n	39.81	9.12		48.29		0.5	97.72	90.42
AKM 42n	40.43	9.01		48.59		0.32	98.35	90.58
AKM 42n	40.16	9.17		48.67		0.46	98.46	90.44
AKM 42n	40.9	8.92		49.57		0.42	99.81	90.83
AKM 42n	40.35	8.85		48.85		0.51	98.56	90.77
AKM 42n	39.94	8.75		48.42		0.33	97.44	90.80
AKM42n	40.63	9.16		49.07		0.36	99.22	90.52
AKM42n	38.89	8.79		47.23		0.36	95.27	90.55
AKM42n	39.69	8.86		47.78			96.33	90.58
AKM14	39.45	7.46		48.74		0.55	96.20	92.09
AKM14	41.27	7.33		51.54		0.38	100.52	92.61
AKM14	38.51	7.31		47.21			93.03	92.01
AKM14	39.51	7.01		48.24		0.5	95.26	92.46
AKM14	38.85	7.18		47.92			93.95	92.25
AKM14	40.73	7.42		50.11		0.51	98.77	92.33
AKM14	38.62	9.08	0.3	46.85		0.47	95.32	90.19
AKM14	39.43	12.67		45.92			98.02	86.60
AKM14	40.24	12.48		47.41		0.38	100.51	87.13
AKM14	39.92	12.54		46.43		0.42	99.31	86.84
AKM14	42.53	7.6		52.22		0.38	102.73	92.45
AKM14	40.33	7.19		49.1			96.62	92.41
29L	43.45	7.83	0	53.96	0	0.39	105.63	92.47
29L	43.88	7.78	0.18	53.71	0	0.43	105.98	92.48
29L	41.38	7.37	0	50.99	0	0.43	100.17	92.50
29L	40.78	6.25	0.36	51.44		0.51	99.34	93.62
29L	43.26	7.62	0	53.43	0	0.37	104.68	92.59
29L	42.23	7.74	0	52.34	0	0.29	102.60	92.34
29L	42.38	7.62	0	52.77	0	0.55	103.32	92.51

Образец	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	Mg#
29L	41.31	7.33	0	51.06	0	0.51	100.21	92.55
29L	42.19	7.62		52.57		0.62	103.00	92.48
29L	41.01	7.62	0	51.29	0	0.51	100.43	92.31
29L	42.92	7.72		53.66		0.43	104.73	92.53
29L	43.66	7.72		54.23		0.47	106.08	92.60
29L	42.94	7.68		53			103.62	92.48
29L	43.11	7.82		53.65		0.43	105.01	92.44
29L	43.81	10.58		49.63	1.23		105.25	89.32
29L	42.68	8.26		52.5		0.43	103.87	91.89
29L	42.57	8.08		53.02		0.39	104.06	92.12
29L	42.47	7.89		53.3		0.36	104.02	92.33

Примечания: $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)$

В результате сравнения полученных данных, мы наблюдаем полную сходимость аналитических данных выполненных для реликтовых частей оливинов из макрокристаллов, с оливином из мантийных ксенолитов (Таблица 3). Тем самым реликтовые зерна оливина, слагающие центральные частимакрокристаллов размером более 0.5 мм, отнесены к ксенокристаллам, микроксеналитам, и являются фрагментами мантийных ксенолитов, которые были ранее разрушены и вынесены кимберлитовой магмой.

В макрокристаллах оливина были обнаружены кристаллические включения монтчеллита, шпинелидов, кальцита, сульфида, флогопита и апатита (Рис. 3. 3.), соответствующие набору минералов основной массы (см. далее).

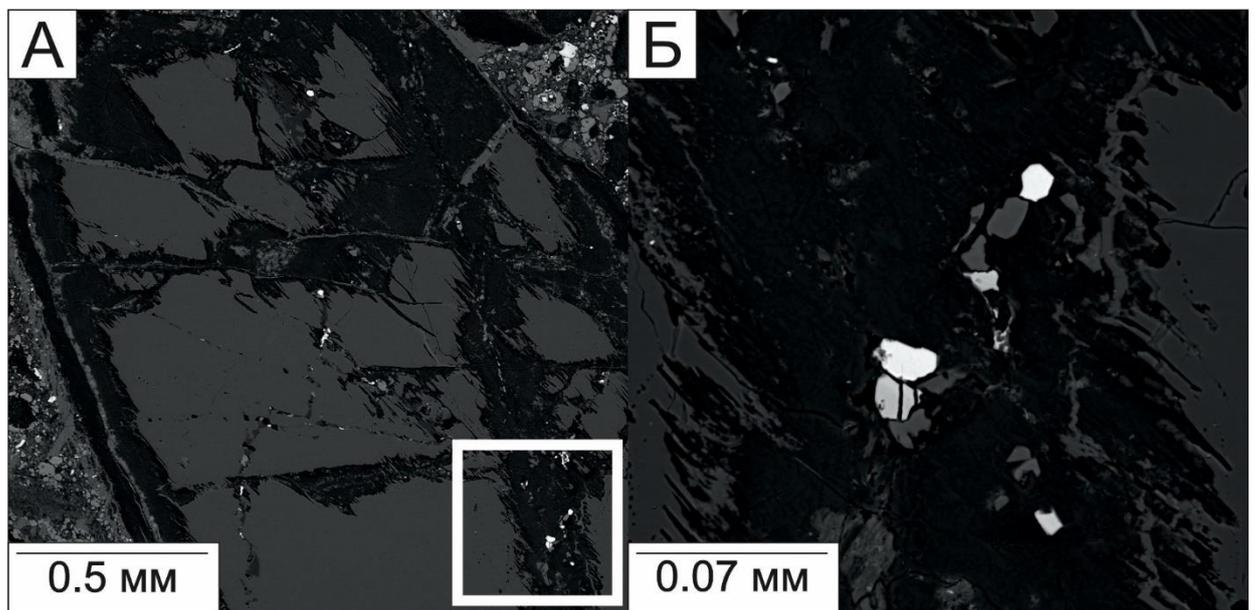


Рис. 3. 3. Кристаллические включения в макрокристаллах оливина (А), белым квадратом выделена область Б. Изображения в BSE. Белым квадратом выделена увеличенная область рис. б.

Среди макрокристаллов кимберлитов ВМП постоянно встречаются псевдоморфозы серпентина размером от 200 до 400-500 мкм. Форма выделения данных псевдоморфоз разнообразная – от округлого до овального облика. Часто такие псевдоморфозы серпентина имеют форму характерную для идиоморфных зерен оливина (Рис. 3. 4.) и, вероятно, являются фенокристаллами оливина, т.е. это наиболее ранний оливин, кристаллизовавшийся из магматического расплава кимберлитов. Хочется отметить, что

данные псевдоморфозы серпентина по оливину развиты повсеместно во всех изученных кимберлитах ВМП, и отличаются только морфологией. К каких-то кимберлитовых трубка сохраняется идиоморфная форма зерен, а в каких-то нет. В таких псевдоморфозах часто встречаются кристаллические включения шпинелидов сходного состава, что и шпинелид основной массы (Рис. 3. 4.).

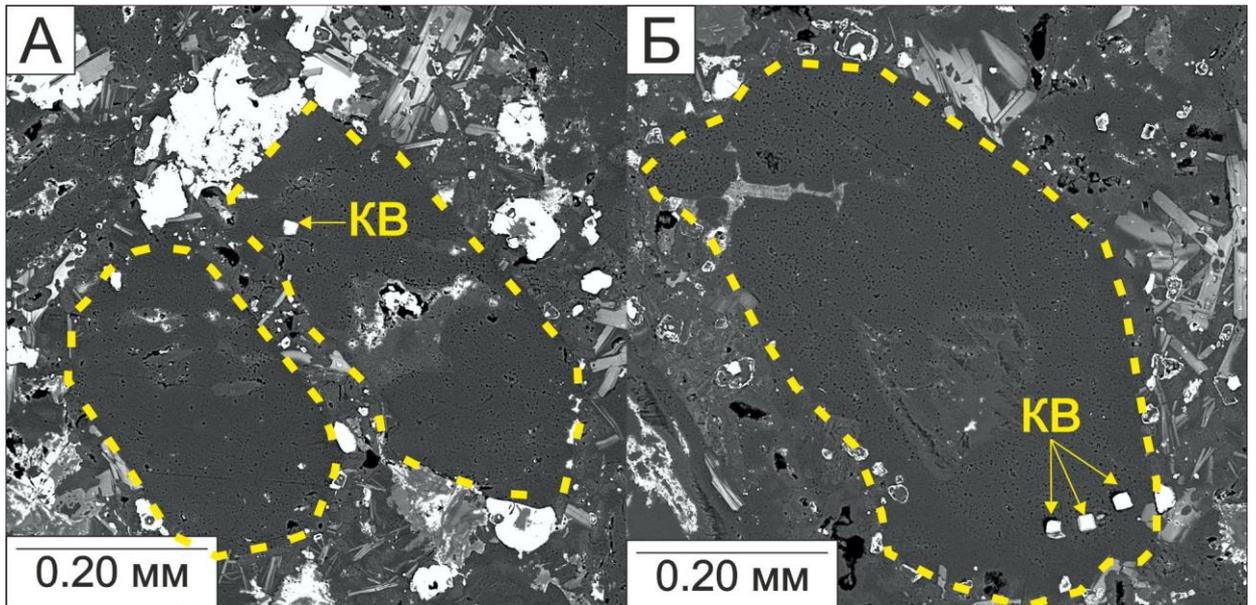


Рис. 3. 4. Псевдоморфозы серпентина по оливину с кристаллическими включениями (КВ) хорошо ограненного шпинелида схожего по составу со шпинелидами основной (А, Б). Изображения в BSE. Пунктиром выделны контуры зерен которые ранее являлись оливином.

На основании этого мы считаем, что псевдоморфозы идиоморфной формы, с кристаллическими включениями хромшпинелида – являются фенокристаллами.

Таким образом, мы наблюдаем две разновидности макрокристаллов оливина в кимберлитах ВМП, макрокристаллы (от 500 мкм до первых мм) с реликтом неизменного оливина – ксенокристаллы, микроксенолиты; и макрокристаллы (от 200 до 500 мкм) с кристаллическими включениями хорошо ограненного шпинелида – фенокристаллы.

Шпинелиды

Второй группой макрокристаллов широко проявленных в кимберлитах изученных трубок являются шпинелиды. Среди макрокристаллов были обнаружены зерна

шпинелидов размером от 200 мкм до 2 мм, для которых характерна округлая, овальная форма (Рис. 3. 5.). Исходя из однотонного цвета изображений BSE, и полученного химического состава изученных шпинелидов, было предположено, что характерной чертой для макрокристаллов шпинелидов является гомогенный состав.

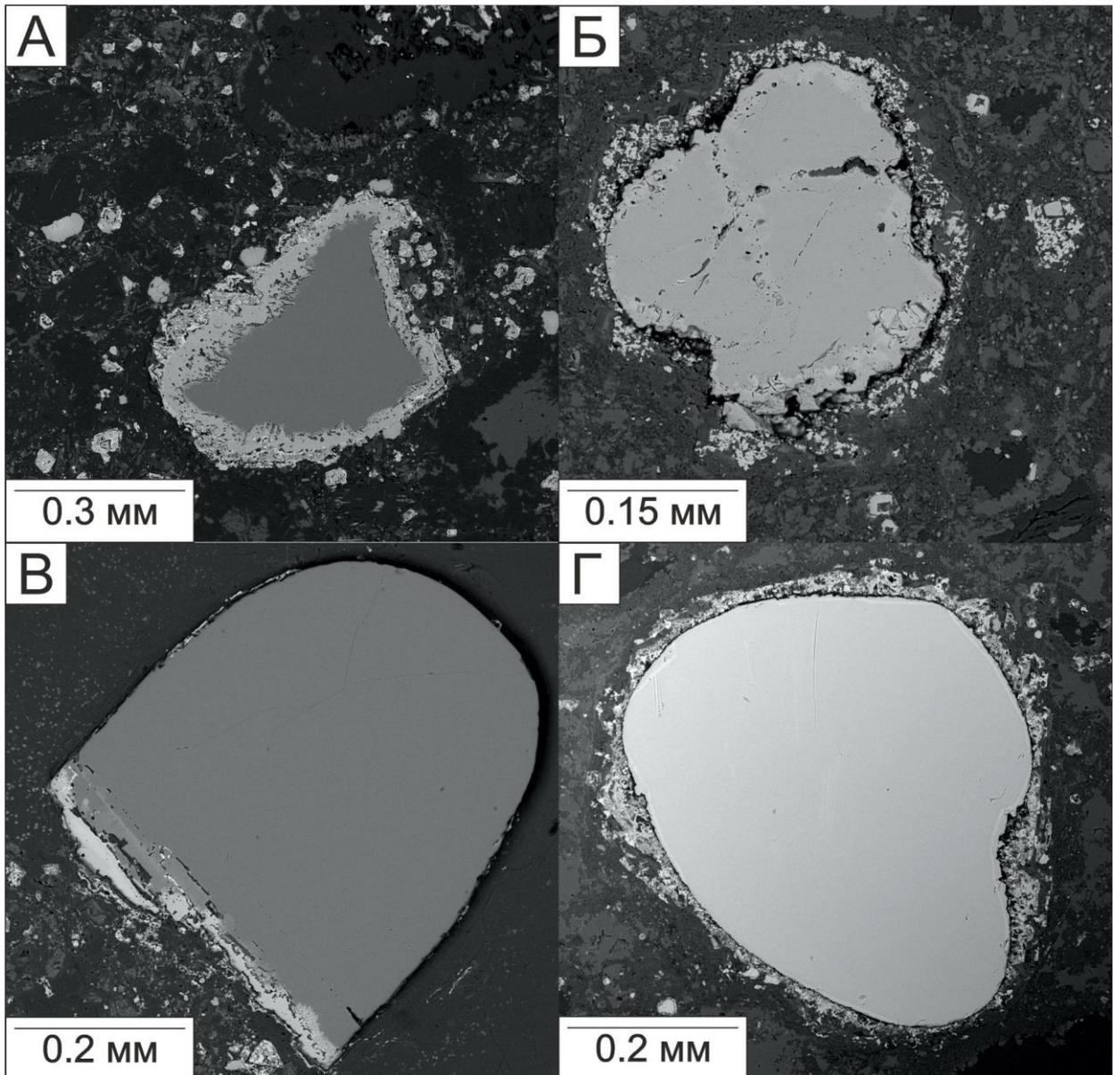


Рис. 3. 5 Макрокристалл шпинелидов (темно серый цвет), взаимодействовавший с кимберлитовым расплавом, на которых наблюдается рудная кайма, сложенная магнетитом/магнезиоферритом (А-Г). Изображения в BSE.

При взаимодействии с кимберлитовым расплавом на шпинелидах образуются внешние зоны, разительно отличающиеся более светлыми тонами окраски (Рис. 3. 5.).

Такие зоны сложенные шпинелидом схожего состава, что и шпинелиды основной массы, с формированием каймы магнетита/магнезиоферрита с включениями перовскита. Встречаются шпинелиды в виде кристаллических включений в ксенолитах мантийных пород размером около 200 мкм (Рис. 3. 6.).

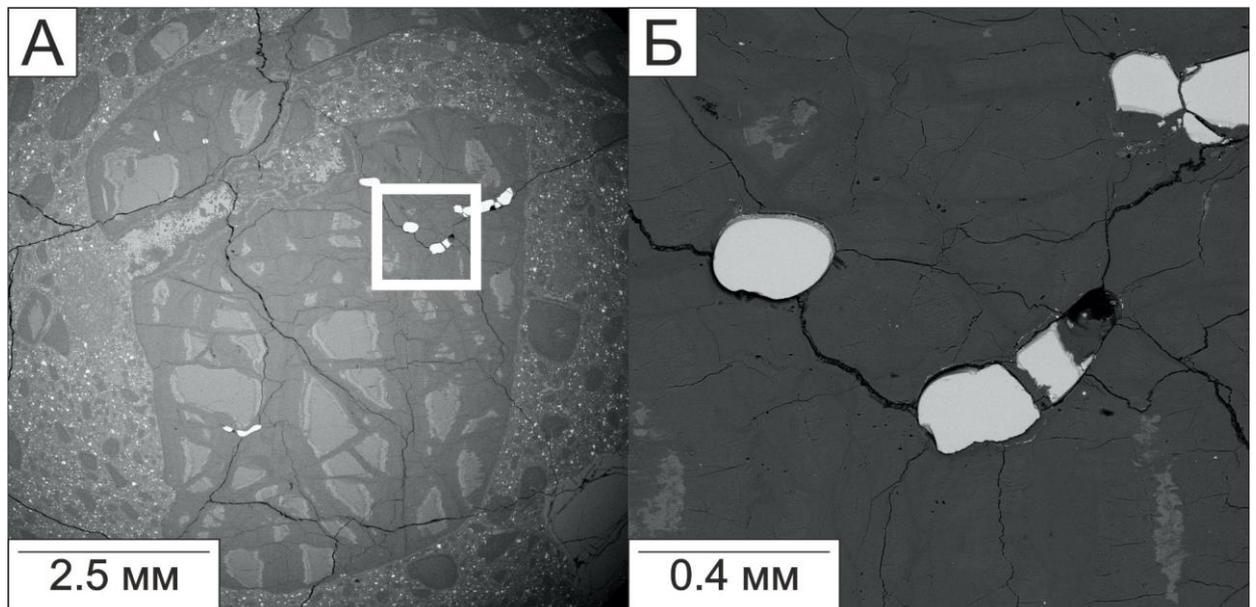


Рис. 3. 6. Шпинелид в виде кристаллических включений в ксенолите. А – общий вид ксенолита, Б – увеличенная область (тр. Комсомольская-Магнитная, ПК). Изображения в BSE.

Выделены две разновидности шпинелидов: 1) хромшпинелиды с высоким содержанием Cr_2O_3 и низким содержаниями TiO_2 ; 2) шпинелиды характеризующиеся содержанием MgO , Al_2O_3 , FeO и Cr_2O_3 . На графике отношения $\text{Cr}\# = (\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al})$ к $\text{Fe}\# = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ проявлены два основных облака составов. Для первого характерно $\text{Cr}\# = 0.5 - 0.98$ и $\text{Fe}^{2+\#} = 0.35 - 0.62$; а для второго $\text{Cr}\# = 0.3 - 0.45$ и $\text{Fe}^{2+\#} = 0.2 - 0.33$ (Рис. 3. 7.) (Таблица 3. 3.). Так макрокристаллы первого облака представлены постепенными переходами от хромитов к магнезиохромитам (твёрдый раствор $(\text{Mg}, \text{Cr})_2\text{O}_4 - (\text{Fe}, \text{Cr})_2\text{O}_4$), а макрокристаллы второго облака представлены шпинелью с $\text{Cr}\#$ до 0.45. Оба типа шпинелидов характеризуются содержанием TiO_2 до 2.5 мас. %. Для хромшпинелидов ксеногенного генезиса, также характерно низкое содержание TiO_2 [Mitchell, 1986; Barnes et al., 2001; Roedder, 2008; Ashcepkov et al., 2020; Yakovlev et al., 2021].

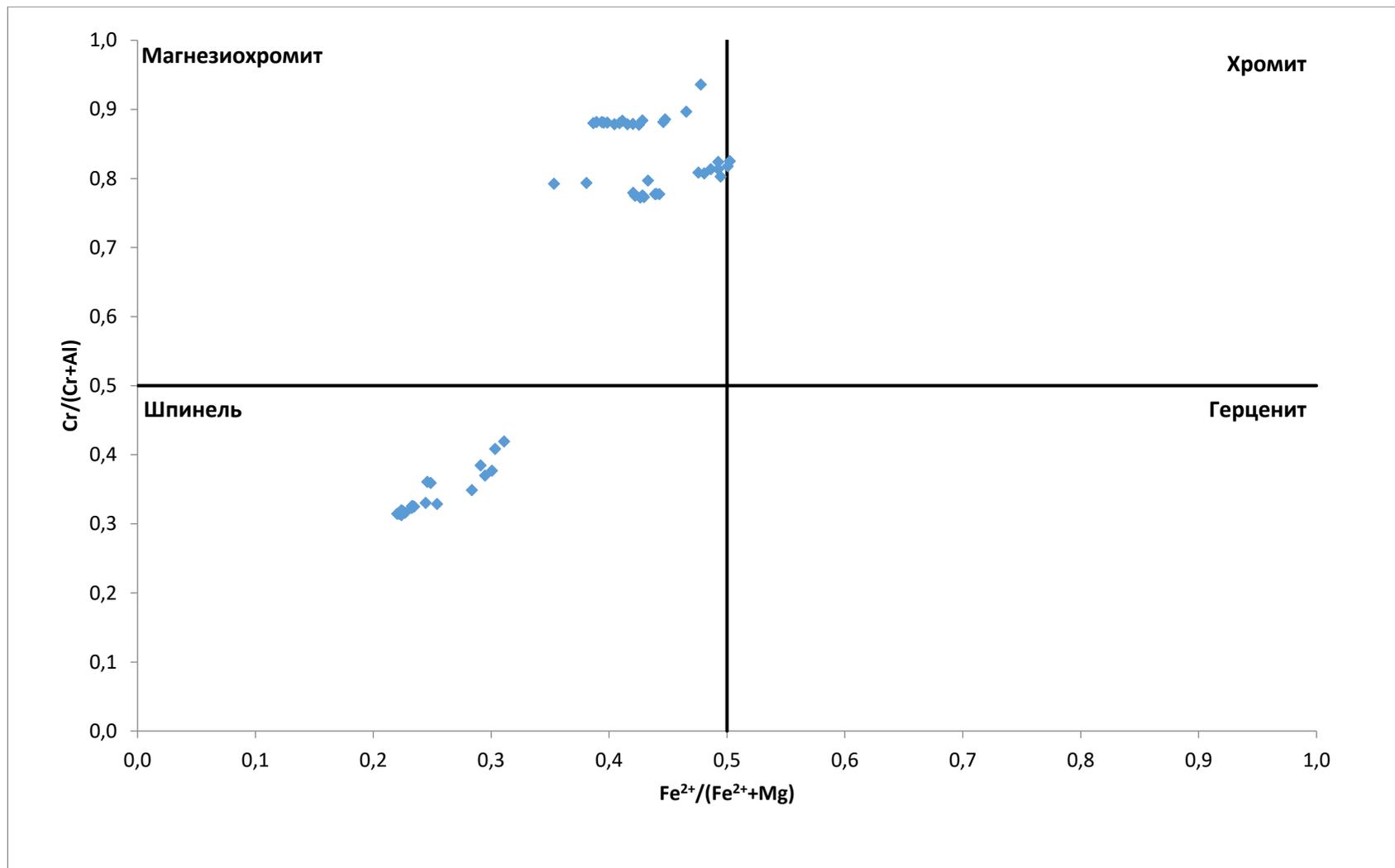


Рис. 3. 7. График отношения $Cr\#/Fe\#$ для макрокристаллов шпинелидов, на котором наблюдаются два облака составов.

Таблица 3. 3. Химический состав макрокристаллов шпинелидов кимберлитов ВМП.

Трубка	SiO2	TiO2	Cr2O3	V2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Сумм	Mg#	Fe#	Cr#
КМ	0.32	1.52	61.8	0.24	5.46	18.4		12.6				100.27	0.59	0.41	0.88
КМ	0.39	1.57	60.7	0	5.46	19.9		11.8				99.79	0.55	0.45	0.88
КМ	0.32	1.53	61	0	5.37	19.4		12.1				99.81	0.57	0.43	0.88
КМ		1.6	61.4	0.21	5.59	18.3		13				100.04	0.61	0.39	0.88
КМ	0.32	1.48	61.2	0.26	5.54	18.5		12.9				100.21	0.60	0.40	0.88
КМ	0.32	1.55	60.2	0.24	5.21	19.8		11.6				98.83	0.55	0.45	0.89
КМ		1.43	60.1		5.57	19.7		12.1		0.32		99.15	0.58	0.42	0.88
КМ		1.53	61.2	0	5.5	18.2		12.7				99.19	0.61	0.39	0.88
КМ		1.45	62	0.22	5.57	18.8		12.9		0.28		101.22	0.61	0.39	0.88
КМ		1.52	61.3	0	5.56	18.2		12.6				99.25	0.60	0.40	0.88
КМ		1.45	61.6	0.24	5.69	18.4		12.5				99.86	0.60	0.40	0.88
КМ		2.54	59.3	0	5.4	19.4	0	12.7				99.32	0.59	0.41	0.88
КМ	0.24	2.5	59	0.31	5.44	19.5	0	12.6				99.49	0.58	0.42	0.88
КМ	0.28	2.47	59		5.5	20.4		12.5				100.16	0.57	0.43	0.88
ДМ			59.3	0.47	11.7	17.2		11.9				100.42	0.57	0.43	0.77
ДМ			60.1		11.9	17.2		12				101.22	0.57	0.43	0.77
ДМ			59.9	0.47	11.4	17.2		12.1				101.10	0.58	0.42	0.78
ДМ		0.2	60.2	0.4	11.7	17.4		12.1				102.01	0.57	0.43	0.78
ДМ			60	0.44	11.7	17.2		12.2				101.47	0.58	0.42	0.78
ДМ			59.1	0.44	11.3	17.1		11.5	0.14			99.59	0.56	0.44	0.78
ДМ		1.2	61.4		4.74	21.3		10.9	0.17			99.72	0.53	0.47	0.90
ДМ			59.4	0.41	11.4	17.1		11.6				99.91	0.56	0.44	0.78
ДМ		0.3	59.2	0.38	11.4	17.4		11.6				100.36	0.56	0.44	0.78
ДМ		1.33	62.8		2.87	20.6		10.5	0.14			98.17	0.52	0.48	0.94
ДМ		0.3	58.4		9.33	22.5		10.8				101.38	0.52	0.48	0.81
ДМ			58		9.2	21.5		10.6				99.27	0.52	0.48	0.81
ДМ			56.5		9.3	21.7		10				97.49	0.51	0.49	0.80
ДМ		0.45	55.8		8.56	21.4		10				96.19	0.51	0.49	0.81

Трубка	SiO2	TiO2	Cr2O3	V2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Сумм	Mg#	Fe#	Cr#
ДМ		0.87	57.3	0.34	8.8	22.6		10.8				100.74	0.51	0.49	0.81
ДМ		0.75	57.9		8.28	22.8		10.5				100.23	0.51	0.49	0.82
ДМ		0.52	57.9	0.41	8.65	22.9		10.3				100.76	0.50	0.50	0.82
ДМ		0.53	58.4	0.43	8.29	22.7		10.3				100.51	0.50	0.50	0.83
НВ	0.28		30.5		36.5	14.1		17.8		0.45		99.60	0.75	0.25	0.36
НВ			30.2		35.8	14		17.5				97.59	0.75	0.25	0.36
НВ	0.15	2.32	56		9.84	16.5		14.2			0.21	99.28	0.65	0.35	0.79
НВ		2.25	55.9		9.75	17.1		13.4				98.44	0.62	0.38	0.79
НВ		2.44	54.7		9.33	19.8		12.2				98.47	0.57	0.43	0.80
НВ			28.4		40.7	10.7		18.5		0.29		98.59	0.78	0.22	0.32
НВ			28.7		40.3	10.7		18.3				98.02	0.77	0.23	0.32
НВ			28.2	0.25	39.3	11.7		18.1				97.59	0.77	0.23	0.33
НВ		0.8	32.4	0.22	31.4	16.8		16.1				97.77	0.70	0.30	0.41
НВ		0.42	31.1	0.24	33.4	16		16.4				97.47	0.71	0.29	0.38
НВ		0.38	30.4		34.8	15.1		16.3				96.93	0.71	0.29	0.37
НВ			28		38.3	12.7		17.3				96.20	0.75	0.25	0.33
НВ			28.5	0.28	39.6	10.7		18.1				97.19	0.77	0.23	0.33
НВ		1.32	27.7	0.25	34.6	15.5		16.8				96.13	0.72	0.28	0.35
НВ		0.72	32.5	0.34	30.2	17		15.6				96.37	0.69	0.31	0.42
НВ		0.42	30.6	0.21	33.9	15.2		16				96.17	0.70	0.30	0.38
НВ			28.3	0.24	38.4	10.8		17.3		0.25		95.31	0.76	0.24	0.33
НВ			28.9	0.25	40.1	10.9		18.3				98.43	0.77	0.23	0.33
НВ			28.7	0.24	41	11		18.7		0.28		99.90	0.78	0.22	0.32
НВ			28.7	0.22	41.6	10.9		18.9				100.40	0.77	0.23	0.32
НВ			29	0.28	42.3	11		19.3		0.32		102.11	0.78	0.22	0.31
НВ			28.8	0.25	42.4	11.1		19.3				101.87	0.78	0.22	0.31
НВ			28.5		41.6	10.9		19				99.90	0.78	0.22	0.31

Примечание: КМ – Комсомольская-Магнитная. ДМ – Деймос; НВ – Новинка

$Mg\# = Mg/(Mg+Fe^2)$; $Fe\# = Fe^2/(Fe^2+Mg)$; $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$.

Для подтверждения данного вывода мы провели исследования шпинелидов из ксенолитов в кимберлитах трубки Комсомольская–Магнитная (Рис. 3. 7.). Шпинелиды из ксенолитов характеризуются в основном округлой формой зерен, а вот размер их весьма разнообразен, от 50-100 мкм до 1-2 мм.

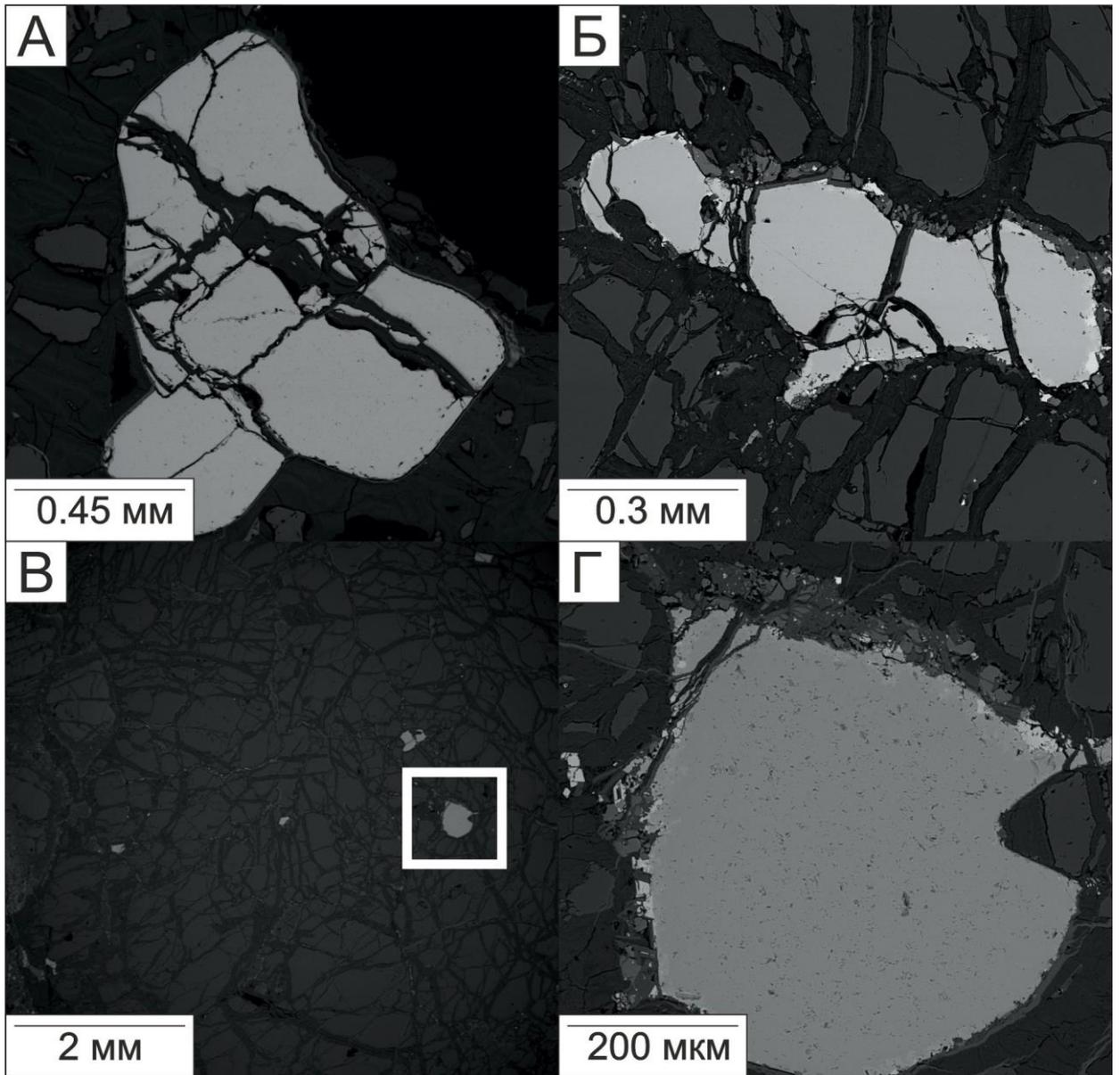


Рис. 3. 7. Шпинелиды из ксенолитов кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная (А-В), Г – увеличенная область, отмеченная белым квадратом. Изображения в BSE.

Усредненные значения химического состава шпинелидов ксенолитов продемонстрированы в таблице 3. 4.

Таблица 3. 4. Химический состав шпинелидов из ксенолитов кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная.

Образец	Изм/з	Прим	Total	SiO2	TiO2	Cr2O3	V2O3	Al2O3	FeO	MgO	NiO	ZnO	Сумма	Mg#	Fe#	Cr#
АКМ57	34/4	Ср. знач. Ц.	100.19		0.01	60.42	0.33	11.29	16.70	11.44			100.22	0.55	0.45	0.78
АКМ57		Ср. знач. К.	99.49		2.14	57.83	0.34	5.46	22.02	11.55			99.88	0.55	0.45	0.88
АКМ53	48/4	Ср. знач. Ц.	99.20	0.26	0.07	48.07	0.29	18.33	16.81	15.25	0.14	0.01	99.79	0.70	0.30	0.64
АКМ53		Ср. знач. К.	97.56	0.24	0.83	48.13	0.28	16.51	16.71	14.74	0.14	0.00	98.06	0.68	0.32	0.66
ТКМ2_11	79/10	Ср. знач. Ц.	101.13		0.00	60.10	0.35	13.16	14.70	12.82	0.00	0.02	101.13	0.61	0.39	0.75
ТКМ2_11		Ср. знач. К.	99.53		2.07	59.32	0.36	6.52	18.48	12.61	0.09	0.00	99.77	0.59	0.41	0.86
АКМ41	77/9	Ср. знач. Ц.	100.55		0.01	58.72	0.26	14.23	13.11	14.19	0.00	0.02	100.58	0.66	0.34	0.73
АКМ41		Ср. знач. К.	100.39		1.61	56.51	0.23	11.52	15.97	14.41	0.08	0.00	100.62	0.66	0.34	0.77
АКМ35	5/1	Ср. знач. Ц.	101.52	0.18	0.00	66.68	0.26	6.39	14.79	13.33	0.00	0.00	101.77	0.64	0.36	0.88
ТКМ12_11	14/1	Ср. знач. Ц.	100.83	0.21	0.78	60.34	0.17	6.01	21.77	11.56	0.03	0.02	101.45	0.55	0.45	0.87
ТКМ12_11	5/1	Ср. знач. Ц.	101.26	0.23	1.87	57.83	0.20	6.27	22.69	12.10	0.08	0.00	101.89	0.56	0.44	0.86
КМ05_1	18/4	Ср. знач. Ц.	101.17		0.01	60.18	0.24	11.63	16.63	12.46	0.00	0.00	101.31	0.59	0.41	0.78
КМ05_1	5/2	Ср. знач. Ц.	101.51	0.24	1.53	56.68	0.33	10.98	17.87	13.76	0.17	0.00	101.88	0.62	0.38	0.78
КМ05_1	10/3	Ср. знач. Ц.	101.19	0.26	0.00	50.23	0.24	17.81	17.17	15.43	0.17	0.00	101.89	0.70	0.30	0.65
КМ05_1	12/3	Ср. знач. Ц.	101.54		0.09	66.41	0.26	6.16	14.82	13.72	0.03	0.00	101.75	0.66	0.34	0.88

Примечания: Изм/з – количество измерений/количество зерен; Ср.знач.Ц – среднее значение Ц -для центра, К – края.

$Mg\# = Mg/(Mg+Fe^2)$; $Fe\# = Fe^2/(Fe^2+Mg)$; $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$.

Получены сопоставимые данные с результатами исследования макрокристаллов шпинелидов. Замечено, что для шпинелидов ксенолитов характерны несколько повышенные значения нижнего предела $Cr\# = 0.64 - 0.88$, содержание $TiO_2 = 2.14$ мас. %. Значения $Cr\#$ - отвечает магнезиохромиту.

Таким образом установлено, что макрокристаллы шпинелидов представлены двумя разновидностями: магнезиохромит с низкими содержаниями титана и шпинелью. Данные макрокристаллы по нашему мнению выносятся на поверхность кимберлитовым расплавом, тем самым являясь либо ксенокристаллами, либо их обломками – микроксенолитами, что подтверждается данными сравнения макрокристаллов магнезиохромита и магнезиохромита из мантийных ксенолитов.

Ильменит-Ti-магнетитовые образования крайне неравномерно распределены, и встречаются в единичных случаях в трубке Новинка, Комсомольская-Магнитная и Деймос. Чаще всего имеют размер около 300 мкм в поперечном сечении. Светлоокрашенная часть представлена магнетитом, более темная – ильменитом. Форма выделения частично округлая. Химический состав ильменита данных сростков содержит: $FeO(total) = 40.00 - 53.00$ мас. %; $TiO_2 = 44.00 - 50.00$ мас. %; $MgO = 1.58 - 11.00$ мас. % и незначительную примесь MnO до 1 мас. %. Химический состав магнетита содержит: $FeO(total) = 60.00 - 86.00$ мас. %; $TiO_2 = 7.50 - 31.00$ мас. %; $MgO = 1.00 - 6.00$ мас. %.

Гранат

Зерна граната в исследуемых образцах редки и встречаются в единичных случаях в ассоциации со шпинелью, явно ксеногенного происхождения. Наблюдается характерная для ксенолитов округлая форма зерен, свидетельствующая о длительности нахождения при высоких T и P параметрах, а также гомогенный состав. Состав граната: $SiO_2 = 41.82$; $MgO = 21.49$; $Al_2O_3 = 19.33$; $FeO(total) = 5.85$; $CaO = 5.62$; $Cr_2O_3 = 5.58$; $TiO_2 = 0.38$ и $MnO = 0.35$.

Установлено что среди макрокристаллов наибольшим распространением пользуется оливин. Второй по распространенности группой среди макрокристаллов

являются шпинелиды. Все остальные макрокристаллы, диагностированные в кимберлитах ВМП гранат, ильменит-магнетитовые сростки, и не охарактеризованные, но спорадически наблюдаемые (магнетит, рутил) встречены в единичных случаях и количествах.

К макрокристаллам (ксенокристаллам) также были отнесены и крупные обломки коровых пород, спорадически наблюдаемых в кимберлитах трубок ВМП. Чаще всего они представлены вмещающими кимберлит породами (известняками и доломитами).

3.3.2. Минералы основной массы

Минералы основной массы – это наиболее распространённая группа минералов в кимберлитах ВМП, как правило размер данных минералов достигает 100 мкм. Однако встречаются минералы, имеющие размер от 100 до 200 мкм, которые являются микрофенокристаллами. По своей природе микрофенокристаллы и минералы основной массы, это продукты кристаллизации кимберлитовых магм, т.е. являются магматическими.

Детальное исследование минералов основной массы позволяет проследить эволюцию кимберлитового расплава при его кристаллизации [Chakhmouradian et al., 2013; Mitchell et al., 2019; Soltys et al., 2020].

Данная группа минералов распространена в изученных породах равномерно, с небольшим количественным преобладанием одних минералов над другими, относительно разных трубок в пределах поля. Набор минералов основной массы характеризуется относительным постоянством, говоря о скудном составе магматических минералов кимберлитов ВМП.

Хромшпинелид

Среди минералов основной массы, шпинелиды одни из самых широко проявленных рудных, наряду с перовскитом, среди всех изученных кимберлитов ВМП.

Они отчетливо фиксируются на BSE изображениях, выделяясь ярким цветом и характерной идиоморфной морфологией зерен.

Шпинелиды образуют идиоморфные, изометричные зерна и их обломки, размером до 200 мкм, при среднем размере от 70 до 100 мкм (Рис. 3. 8.).

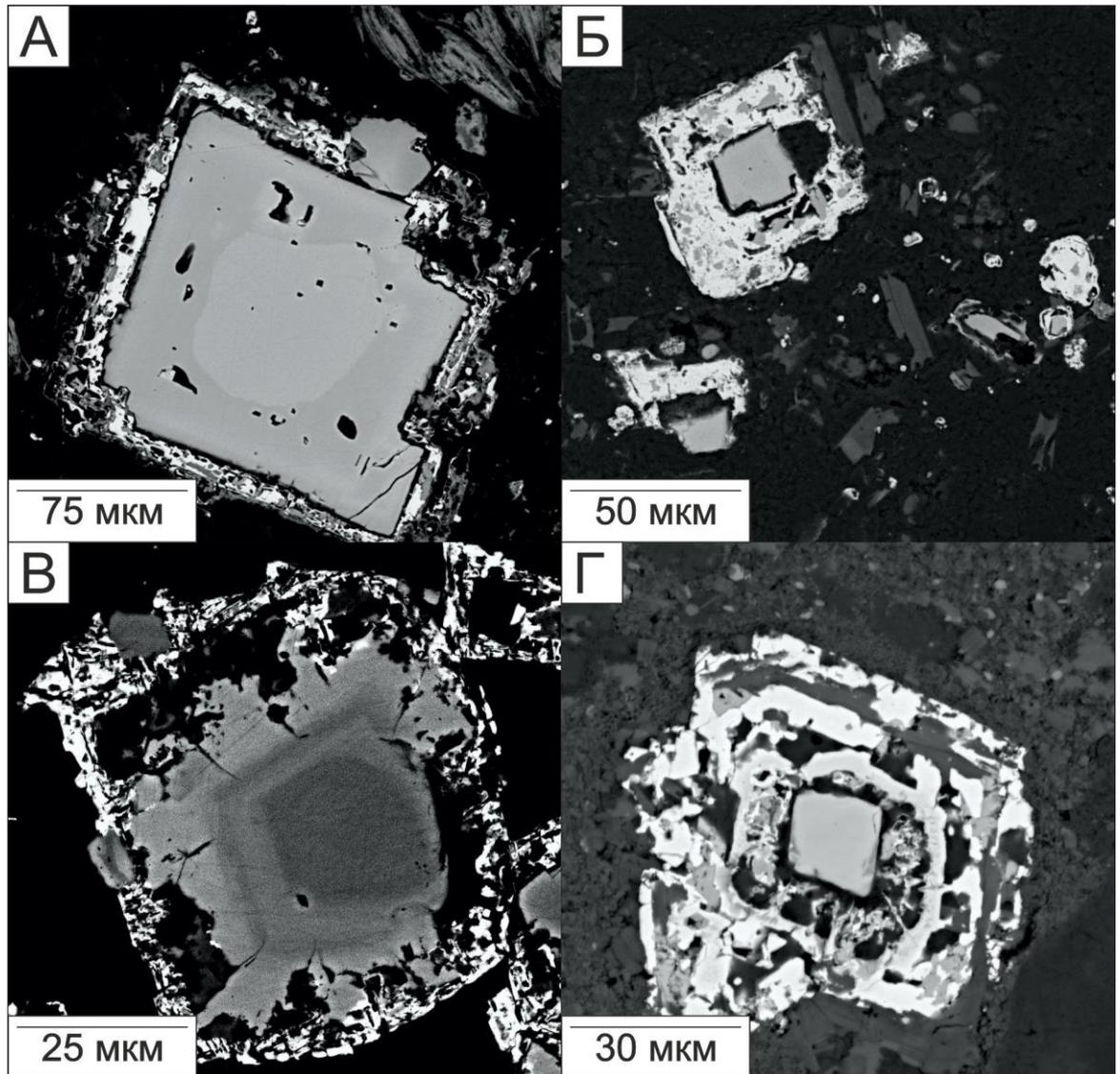


Рис. 3. 8. Шпинелиды основной массы кимберлитов трубок ВМП. Изображение в BSE. А-Б – шпинелиды трубки Заполярная; В – зональный шпинелид трубки Комсомольская-Магнитная; Г – шпинелид трубки Новинка с сегментарной каймой.

Чаще всего зерна зональные, выделяется ядро, сложенное хромшпинелидом, вокруг которого имеется кайма, магнетита и/или магнезиоферрита с многочисленными включениями перовскита (Рис. 3. 9.).

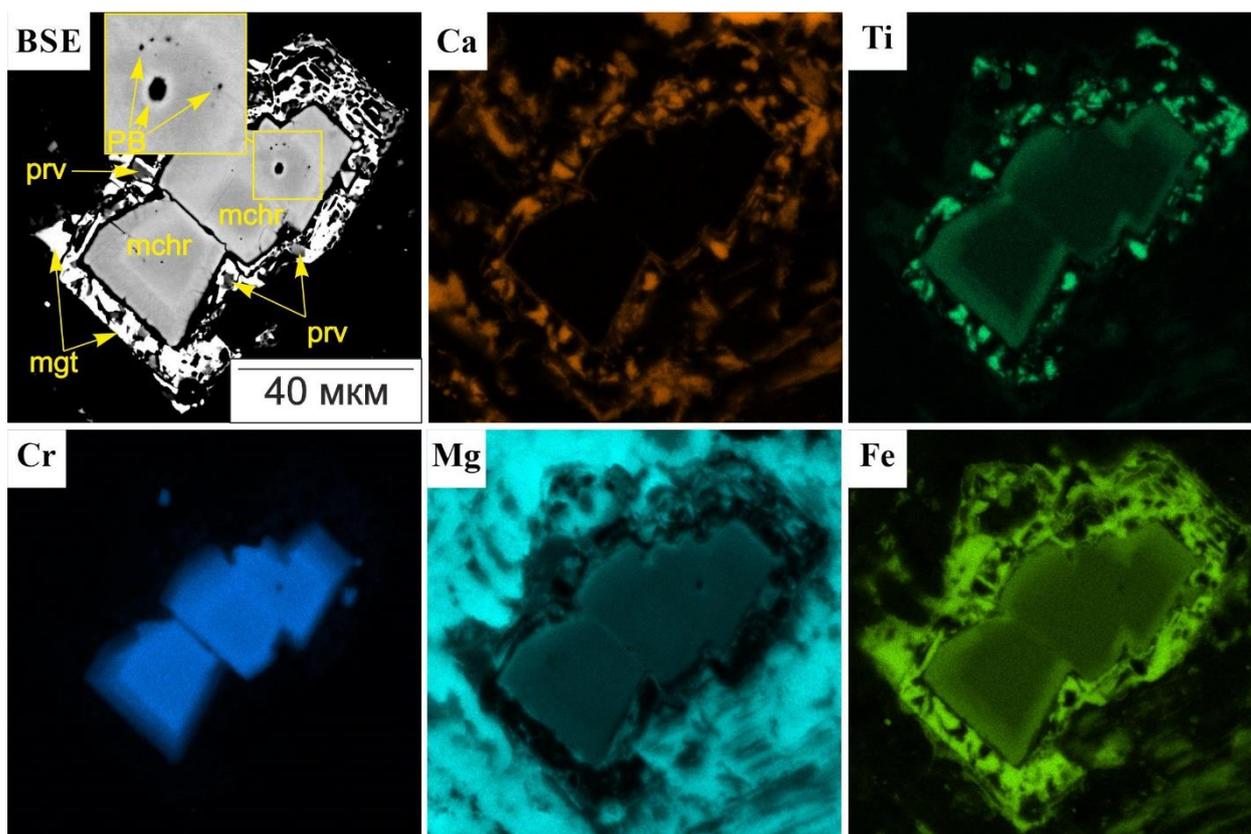


Рис. 3. 9. Хромшпинелид основной массы (mchr). с включениями перовскита (Prv) в кайме магнетита (тр. Заполярная. ПК), с расплавленными включениями (PB). Изображения в BSE и карты распределения элементов.

По составу ядерная часть (хромшпинелид) соответствует магнезиохромиту/хромиту $Cr\# = 0.56-0.90$; $Mg\# = (Mg/Mg+Fe^{2+}) = 0.43-0.67$ (Приложение 2). От центра к краю ядра в магнезиохромите уменьшается значение $Cr\#$ и $Mg\#$ и значительно растет содержания TiO_2 (до 23 мас. %), в некоторых случаях (в основном тр. Комсомольская-Магнитная, но также встречается во всех трубках), зона с высоким содержанием TiO_2 (до 23 мас. %), FeO (до 56 мас. %), MgO (от 12 до 15 мас. %) и снижением содержанием Cr_2O_3 относится к полю – герцинит, $Cr\# = 0.00-0.22$; $Mg\# = 0.51-0.59$ (Рис. 3. 10.) (Приложение 2). Исходя из работы [Roeder, Schulze, 2008] данное облако составов отнесено к полю MUM magnesio-ulvospinel-magnetite.

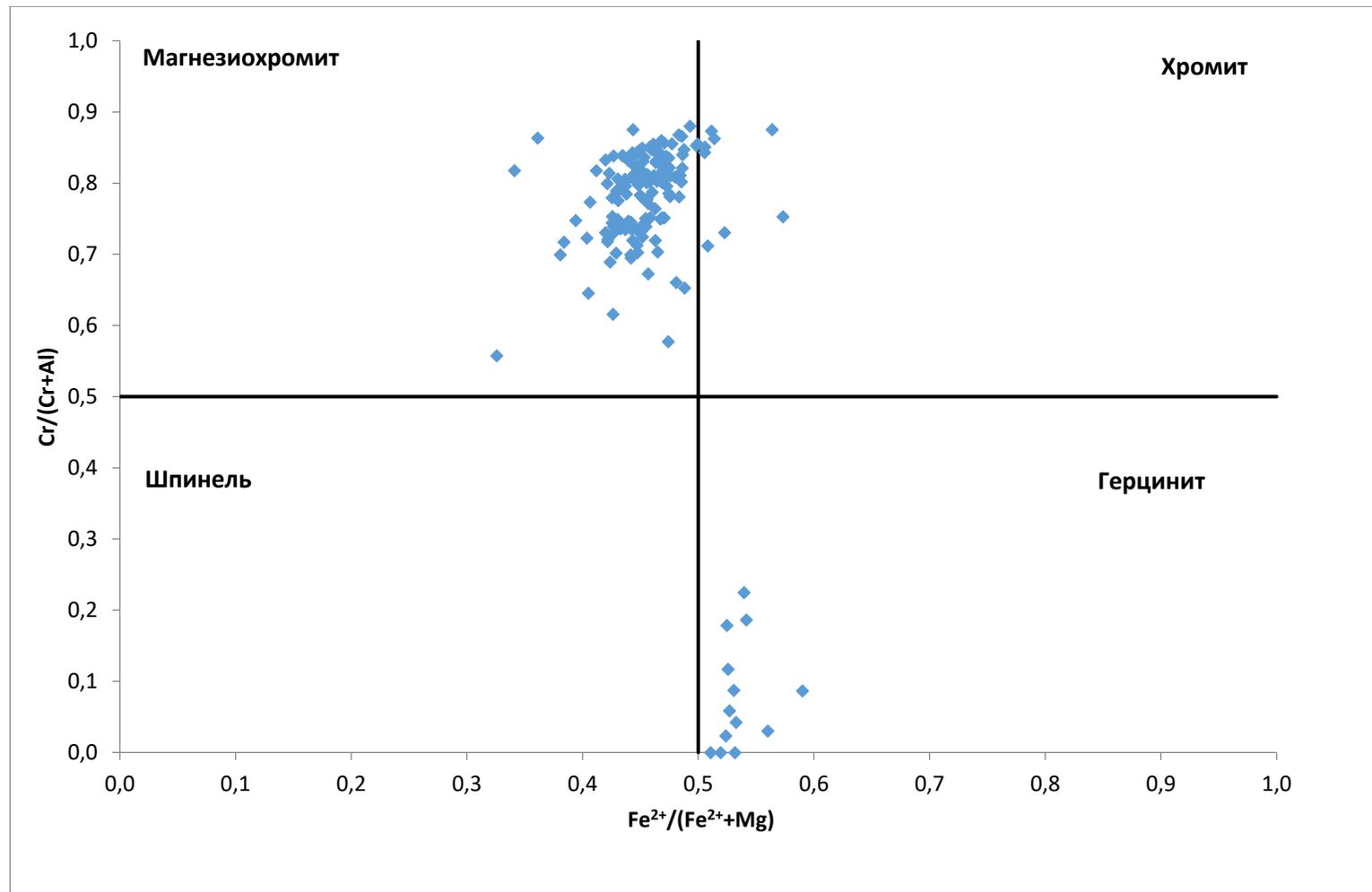


Рис. 3. 10. График отношения $Cr\#/Fe^{2+}$ для шпинелидов трубки Комсомольская-Магнитная. Выделены два поля состава: магнезиохромит–хромит; герцинит.

В недавней работе [Bossi et al., 2019], посвященной классификации шпинелидов, не было отмечено такой разности шпинелидов как MUM, однако выделена подгруппа ульвошпинели. Мы предполагаем, что область MUM в которую попали зерна шпинелидов из трубки Комсомольская-Магнитная, является собственно ульвошпинель с повышенным содержанием TiO_2 , возросшим значением FeO и уменьшением содержания Cr_2O_3 и MgO .

Таким образом эволюция состава зональных шпинелидов основной массы направлена от хромшпинелидов (магнезиохромит/хромит) к магнезиальным разностям ульвошпинели, с повышением содержания TiO_2 , FeO и снижением концентрации Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO ; далее от ульвошпинелей к магнетиту и/или магнезиоферриту, формирующим кайму, с увеличением FeO и уменьшением всех остальных компонентов.

Необходимо отметить, что среди хромшпинелидов основной массы кимберлитов ВМП поля довольно часто встречаются минеральные включения (см. далее). Предыдущими исследователями данный факт замечен не был.

Магнетит - Магнезиоферрит

Кайма, развивающаяся по хромшпинелидам основной массы в разных трубках ВМП, представлена твердым раствором магнезиоферрит – магнетит. Магнезиоферрит развивается в трубках Комсомольская-Магнитная, и в некоторых образцах трубки Новинка. В то время как магнетитовые оторочки более сильно проявлены в кимберлитах трубки Заполярная, Поисковая и Деймос. Ширина каймы примерно одинаковая, но варьирует в пределах 5-10 мкм до 30 мкм. Отмечено что магнетит-магнезиоферритовая кайма в точности соответствует форме хромшпинелида. Химический состав твердого раствора магнетит – магнезиоферрит в кимберлитовых трубках ВМП имеет следующие вариации в мас. %: $SiO_2 = 0.00-4.58$; $TiO_2 = 0.22-10.41$; $Cr_2O_3 = 0.13-1.93$; $V_2O_5 = 0.13-0.57$; $Al_2O_3 = 0.26-3.68$; $FeO(\text{total}) = 65.07-89.80$; $MnO = 0.21-1.20$; $MgO = 0.38-15.32$; $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0.26-1.00$; $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr) = 0.90-1.00$. Для магнезиоферрита трубки Комсомольская-Магнитная характерно, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0.27-0.40$, $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr) = 0.92-0.95$.

Перовскит

По данным некоторых исследователей ЯАП, перовскит не был диагностирован в высокоалмазоносных кимберлитовых трубках, а развивается в менее алмазоносных или не алмазоносных трубках. Этот факт подтверждается широким развитием перовскита в кимберлитах ВМП. Перовскит один из характерных рудных минералов основной массы кимберлитов ВМП, который был обнаружен во всех без исключения изученных образцах кимберлитов. Перовскит основной массы представлен идиоморфным и субидиоморфными зернами размером до 100–120 мкм, прямоугольной или квадратной формы, с округлыми вершинами, гранями (Рис. 3. 11.). Часто зерна перовскита содержат каверны и следы резорбции.

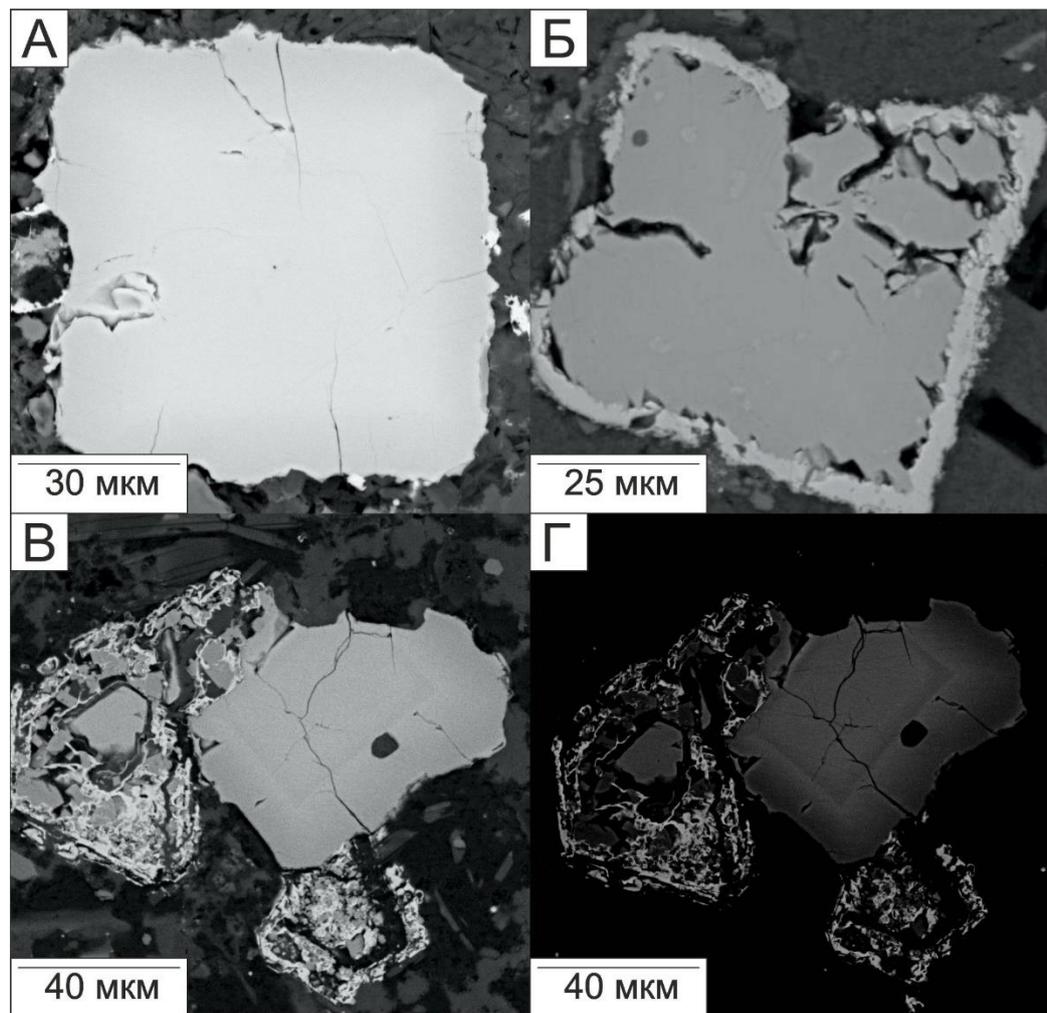


Рис. 3. 11. Изображения в BSE зерен перовскита основной массы из кимберлитов ВМП.

А – идиоморфное зерно перовскита трубки Комсомольская-Магнитная; Б – перовскит с каймой ильменита трубки Заполярная; В-Г – зональное зерно перовскита совместно с шпинелидом.

Перовскит образует как гомогенные, так и зональные зерна. Зональные зерна перовскита значительно преобладают в основной массе (Рис. 3. 11 В-Г.). Центральная (ядерная) часть перовскита окрашена (BSE) в более светлые тона, по сравнению с темноокрашенным краем. Зональность выражена в увеличении содержаний FeO, Nb₂O₅, CaO и TiO₂ от центра зерна к краю. Также замечена прямая зависимость между содержанием FeO и Nb₂O₅, если увеличивается FeO то увеличивается и Nb₂O₅. Содержание REE в центральных частях выше, по сравнению с краем зерна.

Почти в половине случаев вокруг зерен перовскита присутствует кайма ильменита (Рис. 3. 11 Б.). Даная кайма обнаружена в трубках Поисковая, Заполярная, Деймос, что косвенно свидетельствует об изменении физико-химических условий в кимберлитовом расплаве.

Для перовскита трубки Деймос характерны следующие вариации состава в мас. %: SiO₂ = 0.00–0.39; TiO₂ = 52.84–56.38; Al₂O₃ = 0.32–0.62; FeO(total) = 1.39–2.07; MgO до 0.95; CaO = 34.92–38.46; Na₂O до 0.90; SrO до 0.34; NiO до 0.17; V₂O₃ = 0.29–0.66; Ce₂O₃ = 1.76–3.43; La₂O₃ = 0.00–1.52; Pr₂O₃ до 0.49; Nd₂O₃ = 0.62–1.48; Nb₂O₃ = 0.64 – 1.67. Количество измерений составляло 112/84 шт (число измерений/количества зерен шт).

Химический вариации состава перовскита трубки Заполярная представлены следующими диапазонами в мас. %: SiO₂ = 0.00–0.51; TiO₂ = 54.33–58.77; Al₂O₃ = 0.00–0.91; FeO(total) = 0.89–1.98; MgO = 0.13–0.56; CaO = 35.48–40.72; Na₂O до 0.78; SrO до 0.33; V₂O₃ = 0.40–0.97; Sc₂O₃ до 2.13; Ce₂O₃ до 2.67; La₂O₃ до 1.43; Nd₂O₃ до 0.94; Nb₂O₃ = 0.00 – 1.12. Количество измерений составляло 146/97 шт.

Перовскит трубки Комсомольская-Магнитная в мас. %: SiO₂ = 0.00–0.45; TiO₂ = 54.10–57.28; Al₂O₃ = 0.00–0.60; FeO(total) = 0.95–2.16; MgO = 0.00–0.41; CaO = 35.75–40.49; Na₂O = 0.00–0.98; SrO = 0.00–0.64; V₂O₃ = 0.00–0.78; Sc₂O₃ до 0.41; Ce₂O₃ = 0.00; La₂O₃ = 0.00–1.63; Pr₂O₃ = 0.00–0.85; Nd₂O₃ = 0.00–1.41; Nb₂O₃ = 0.00–1.37. Количество измерений составляло 560/460 шт.

Для перовскита трубки Новинка характерны следующие содержания компонентов в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.00\text{--}0.34$; $\text{TiO}_2 = 54.66\text{--}57.51$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}0.57$; $\text{FeO}(\text{total}) = 0.98\text{--}2.41$; MgO до 0.28; $\text{CaO} = 36.04\text{--}41.44$; Na_2O до 0.71; SrO до 0.41; NiO до 0.24; $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}2.53$; $\text{La}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}1.21$; $\text{Nd}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}1.11$; $\text{ThO}_2 = 0.00\text{--}0.74$; $\text{Nb}_2\text{O}_3 = 0.49 - 1.23$. Количество измерений составляло 110/98 шт.

Перовскит основной массы кимберлитов трубки Поисковая содержит следующий диапазон состава в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.00\text{--}0.17$; $\text{TiO}_2 = 54.48\text{--}57.88$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}0.36$; $\text{FeO}(\text{total}) = 0.89\text{--}1.87$; MgO до 0.40; $\text{CaO} = 37.18\text{--}40.12$; Na_2O до 0.39; SrO до 0.21; NiO до 0.20; $\text{V}_2\text{O}_3 = 0.47\text{--}0.75$; $\text{Sc}_2\text{O}_3 = 0.18$; $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}1.39$; $\text{La}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}1.13$; $\text{Nd}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}0.71$; $\text{Nb}_2\text{O}_3 = 0.33 - 0.70$. Количество измерений составляло 75/40 шт.

В целом химический состав перовскита в изученных кимберлитовых трубках ВМП примерно одинаков. Однако для трубки Поисковая характерны несколько пониженные содержания $\text{FeO}(\text{total})$ и Nb_2O_5 .

В некоторых случаях зерна перовскита был диагностирован среди интерстиций породообразующих силикатов ксенолитов трубки Комсомольская-Магнитная, а также в виде единичного случая, в качестве кристаллического включения в джерфишерите основной массы.

Монтichelлит

Монтichelлит был обнаружен только в образцах трубки Комсомольская-Магнитная в трех проявлениях: 1 – среди минералов основной массы; 2 – кристаллических включениях в макрокристаллах оливина и джерфишерита; 3 – в интерстициях породообразующих минералов ксенолитов (Рис. 3. 12.).

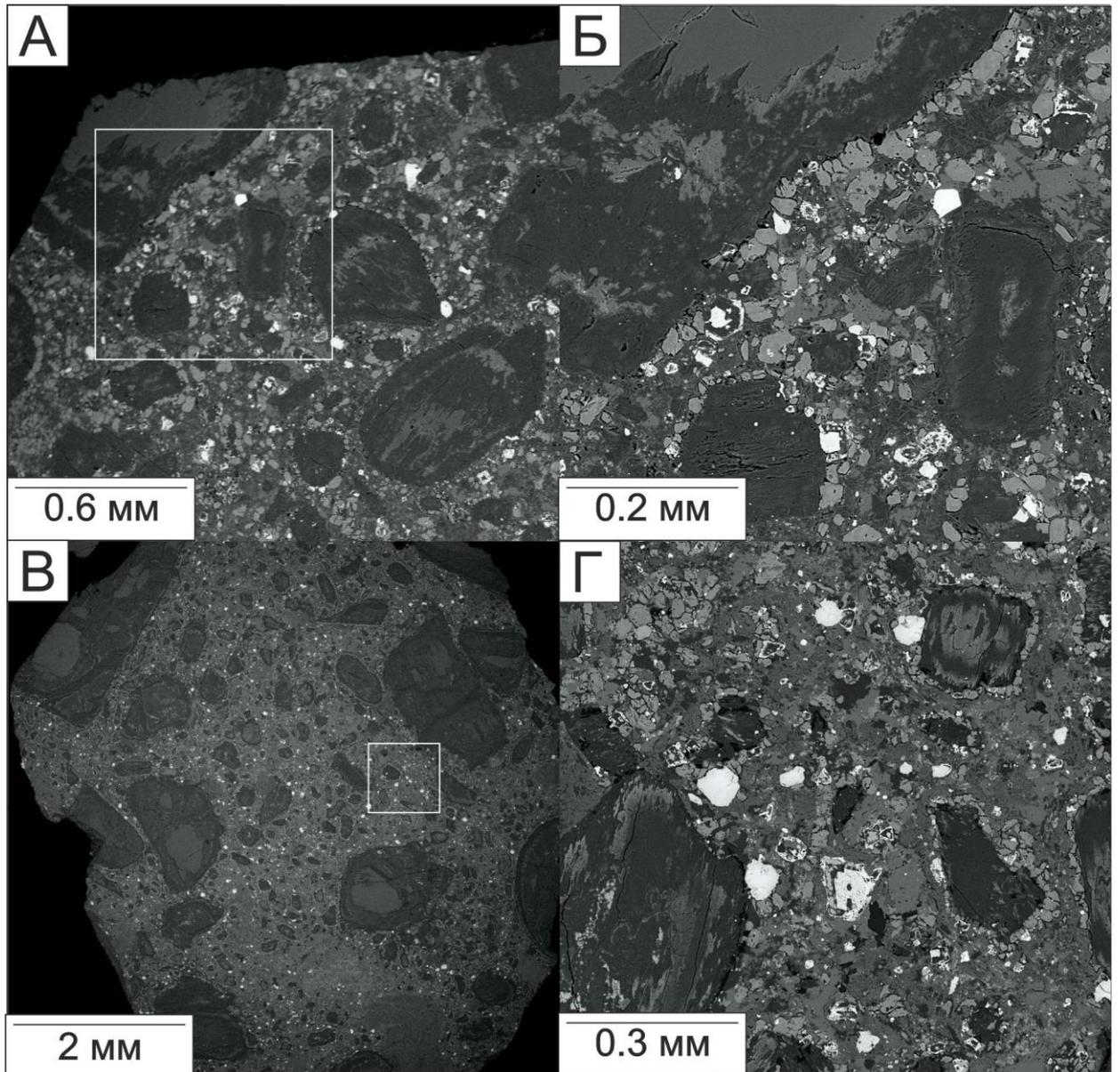


Рис. 3. 12. Монтичеллит в кимберлитах трубки Комсомольская-Магнитная. Характерные «ожерелья» монтичеллита вокруг макрокристаллов оливина (А-Г). Изображение в BSE. Белым квадратом выделена увеличенная область (Б, Г) на рисунке (А, В).

В составе основной массы монтичеллит присутствует только в двух из четырех образцов трубки Комсомольская-Магнитная. Как правило, монтичеллит основной массы образует дискретные, округлые зерна размером 40–70 мкм. Чаще всего зерна монтичеллита распространены вокруг макрокристаллов оливина, формируя тем самым плотные скопления – монтичеллитовые оторочки «ожерелья» (Рис. 3. 12 Б, Г).

В предыдущих исследованиях было отмечено что монтichelлит характерен для наименее измененных кимберлитов [Корнилова, Никишов, 1976; Mitchell, 1978; Skinner, Clement, 1979; Shee et al., 1991; Kampata et al., 1994; Beard et al., 1998; Харьков, 1998; Занкович, Рудакова, 2005; Abersteiner et al., 2018]. Тем самым мы предположили, что образцы, содержащие монтichelлит в основной массе, являются наименее изменёнными.

Монтichelлит является наиболее преобладающей фазой основной массы, где находит свое проявление. Отмечено что в монтichelлите наблюдаются мелкие кристаллические включения перовскита.

Химический состав монтichelлита основной массы представлен следующими вариациями состава в мас. %: $\text{SiO}_2 = 36.20\text{--}38.44$; $\text{FeO}(\text{total}) = 3.37\text{--}8.68$; $\text{MnO} = 0.14\text{--}0.56$; $\text{MgO} = 20.23\text{--}23.68$; $\text{CaO} = 30.95\text{--}34.24$; и как показывают предыдущие исследования. химический состав представляет твердый раствор, конечными компонентами которого являются монтichelлит и кирштейнит. Нами данный факт подтвержден, монтichelлит ($\text{Mo} = 80.81\text{--}92.61$ мол. %) кирштейнит ($\text{Ki} = 7.39\text{--}19.19$ мол. %).

Второй тип проявлений монтichelлита, образующий кристаллические включения распространен крайне редко. Он формирует зернышки размером до 20 мкм в джерфишерите и до 60 мкм в оливине. Химический состав монтichelлита распространенного среди кристаллических включений будет указан далее в п.3.3.4

Тем самым можно говорить о сходном составе монтichelлита основной массы с монтichelлитом обнаруженным в качестве кристаллических включений в джерфишерите и макрокристаллах оливина.

Монтichelлит третьего типа проявлений распространен среди интерстиций породообразующих силикатов ксенолитов, и обладает размером 50 мкм. Химический состав монтichelлита 3-го типа имеет следующие вариации состава в мас. %: $\text{SiO}_2 = 35.81\text{--}39.34$; $\text{FeO}(\text{total}) = 1.34\text{--}5.49$; $\text{MnO} = 0.13\text{--}0.28$; $\text{MgO} = 21.81\text{--}26.48$; $\text{CaO} = 33.29\text{--}35.53$; $\text{Mo} = 87.67\text{--}97.05$ мол. %; $\text{Ki} = 2.95\text{--}12.33$ мол. %). В нескольких случаях была отмечена зональность по FeO и MgO, где центральные части содержат FeO от 1.5 до 3.1 мас. %.

MgO = до 23 – 26 мас. %, а краевые части содержат FeO около 5–5.1 мас. % при MgO менее 22.34 мас. %. Содержание FeO в краевых частях монтчеллита частично соответствует содержанию FeO (total). Зональность зерен монтчеллита однозначно указывает на магматический генезис зерен монтчеллита. Тем самым при взаимодействии ксенолитов с кимберлитовым расплавом, расплава попадает в интерстиции ксенолитов и в дальнейшем происходит его кристаллизация. По всей видимости магматический монтчеллит изначально является маложелезистым FeO до 3 мас. % и высокомагнезиальным более 23 мас. % MgO, затем по мере кристаллизации происходит увеличение FeO до 9 мас. % и уменьшение MgO до 20 мас. %. В ассоциации с монтчеллитом в интерстициях породообразующих силикатов ксенолитов так же были обнаружены шпинелиды, перовскит и тд.

По взаимоотношению макрокристаллов оливина и монтчеллита основной массы можно сделать вывод о том, что монтчеллит кристаллизуется из кимберлитовой магмы на раннем этапе, что подтверждают работы [Никишов и др., 1984; Edgar et al., 1988]. где показана температура кристаллизации монтчеллита из кимберлитового расплава (700–1200 °C). Характерная форма распространения монтчеллита основной массы, вокруг макрокристаллов оливина, указывает на образование монтчеллита после оливина. По взаимоотношению зерен было установлено что монтчеллит образуется после шпинелидов основной массы, что подтверждается мелкими до 2 мкм включениями шпинелидов в монтчеллите. Наличие кристаллических включений перовскита в монтчеллите указывает на образование последнего совместно с перовскитом основной массы или после него

Anatum

В основной массе кимберлитов ВМП апатит распространен хаотично и неравномерно, встречаются образцы с повышенным и пониженным количеством визуально обнаруженных зерен. Апатит формирует зерна размером от 10–15 мкм, редко достигая 60 мкм (Рис. 3. 13 А, Б).

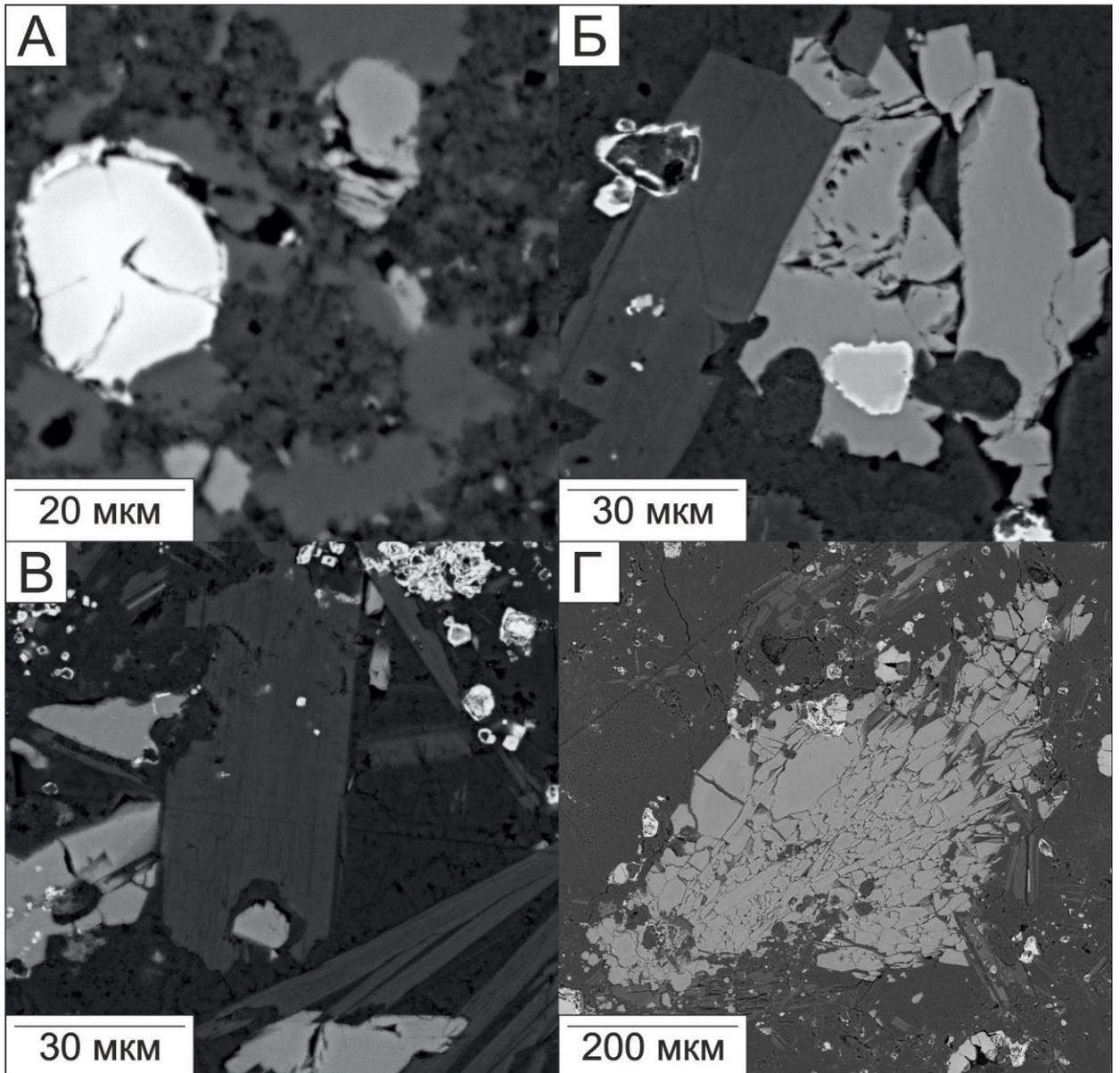


Рис. 3. 13. Апатит основной массы из кимберлитов ВМП (А-Б). Б – с включением хромшпинелида; В – включение апатита во флогопите основной массы; Г – крупное зерно апатита.

Форма выделения данного минерала, в основном, сводится к мелкозернистым кристалликам и/или их обломкам. Довольно часто встречаются кристаллические включения апатита во флогопите (Рис. 3. 13 В.) основной массы и джерфшерите, реже в краевых частях макрокристаллов оливина. Также отмечено что апатит и флогопит довольно часто образуют совместные срастания, где границы зерен флогопита располагаются параллельно границам зерен апатита (Рис. 3. 13 Б.). В редких случаях встречаются зерна апатита размером более 200–400 мкм (Рис. 3. 13 Г.), что характерно для

трубки Заполярная. Химический состав такого апатита имеет следующие вариации состава в мас. %: SiO_2 до 0.60; $\text{FeO}(\text{total}) = 0.28\text{--}1.09$; $\text{CaO} = 50.60\text{--}52.44$; $\text{SrO} = 4.42\text{--}6.09$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 40.72\text{--}41.63$; $\text{F} = 1.25\text{--}2.02$.

Химический состав зерен апатита основной массы представлен следующими вариациями компонентов в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.62\text{--}1.50$; $\text{FeO}(\text{total}) = 0.30\text{--}0.80$; $\text{MgO} = 0.23\text{--}0.40$; $\text{CaO} = 51.03\text{--}55.77$; $\text{SrO} = 1.68\text{--}5.51$; V_2O_5 до 0.56; $\text{P}_2\text{O}_5 = 39.39\text{--}42.28$; $\text{F} = 2.15\text{--}3.76$. В обоих типах проявлений апатита преобладает фторапатитовый компонент ($\text{F} = 1.25\text{--}3.76$ мас. %). Кроме того, эти выделения апатита содержат сходные содержания CaO и P_2O_5 . Содержание SrO в крупных зернах апатита несколько выше по сравнению с апатитом основной массы.

По нашему мнению, апатит является позднемагматическим минералом основной массы кимберлитов ВМП, кристаллизующимся после монтчеллита и, следовательно, оливина, шпинелидов и перовскита. Наличие сростаний слюды и апатита, а также прямые контакты между этими фазами указывают на совместный и поздний этап их кристаллизации. А наличие включений апатита во флогопите может являться индикатором образования апатита немного до кристаллизации флогопита основной массы.

Флогопит

В составе основной массы кимберлитов ВМП флогопит распространён повсеместно и встречен во всех исследуемых образцах кимберлитов, однако в разных образцах размеры и форма его выделения несколько отличаются. Основной формой выделения данного минерала являются мелкие вытянутые чешуйки и таблички, размером от 5–10 мкм до 60–80 мкм (Рис. 3. 13 б-в.), при среднем размере не превышающим 40 мкм. Так, например, флогопит основной массы трубки Комсомольская-Магнитная имеет форму тонких иголок, чешуек. В то время как для трубки Заполярная типичной формой проявления флогопита являются таблитчатые кристаллы. Химический состав наиболее крупных зерен флогопита (около 40-80 мкм) основной массы варьирует в следующих

пределах (в мас. %): $\text{SiO}_2 = 28.86\text{--}43.34$; $\text{MgO} = 22.37\text{--}30.05$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.01\text{--}18.86$; $\text{K}_2\text{O} = 4.59\text{--}10.54$; $\text{FeO} = 2.11\text{--}6.23$; $\text{BaO} = 0.42\text{--}15.66$; $\text{CaO} = 0.53\text{--}2.62$.

В некоторых зернах была замечена зональность, выраженная в изменении содержания следующих компонентов от центра к краю зерна, уменьшается значение TiO_2 ; Al_2O_3 ; $\text{FeO}(\text{total})$; увеличивается SiO_2 ; MgO ; K_2O .

В нескольких случаях были отмечены кристаллические включения флогопита в зернах перовскита (Рис. 3. 11 Б, В.), а также в кайме магнетита, развивающегося вокруг хромшпинелидов и в центральных частях джерфишерита основной массы.

Помимо этого, флогопит был диагностирован среди интерстиций породообразующих оливинов мантийных ксенолитов, в ассоциации с шпинелидами, перовскитом, монтичеллитом и апатитом формируя скопления минералов. Размер таких минералов не превышает 50-100 мкм.

По нашему мнению, флогопит кристаллизуется после/ или совместно с апатитом. В пользу более позднего образования флогопита основной массы является наличие кристаллических включений апатита в флогопите. Кристаллизация апатита и флогопита в одно время, подтверждается скоплением совместных зерен (срастание) в тесном контакте друг с другом.

Джерфишерит

Среди минералов основной массы кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная в ассоциации с шпинелидами, перовскитом, монтичеллитом, апатитом и флогопитом был установлен сульфид – джерфишерит $\text{K}_6(\text{Fe,Cu,Ni})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$. Отмечено что в других образцах кимберлитов изученной коллекции сульфидов диагностировано не было. Джерфишерит довольно часто образует самостоятельные идиоморфные зерна разнообразной морфологии (Рис. 3. 14.). В основном это ограненные, полуограненные зерна, реже округлой, вытянутой и неправильной формы.

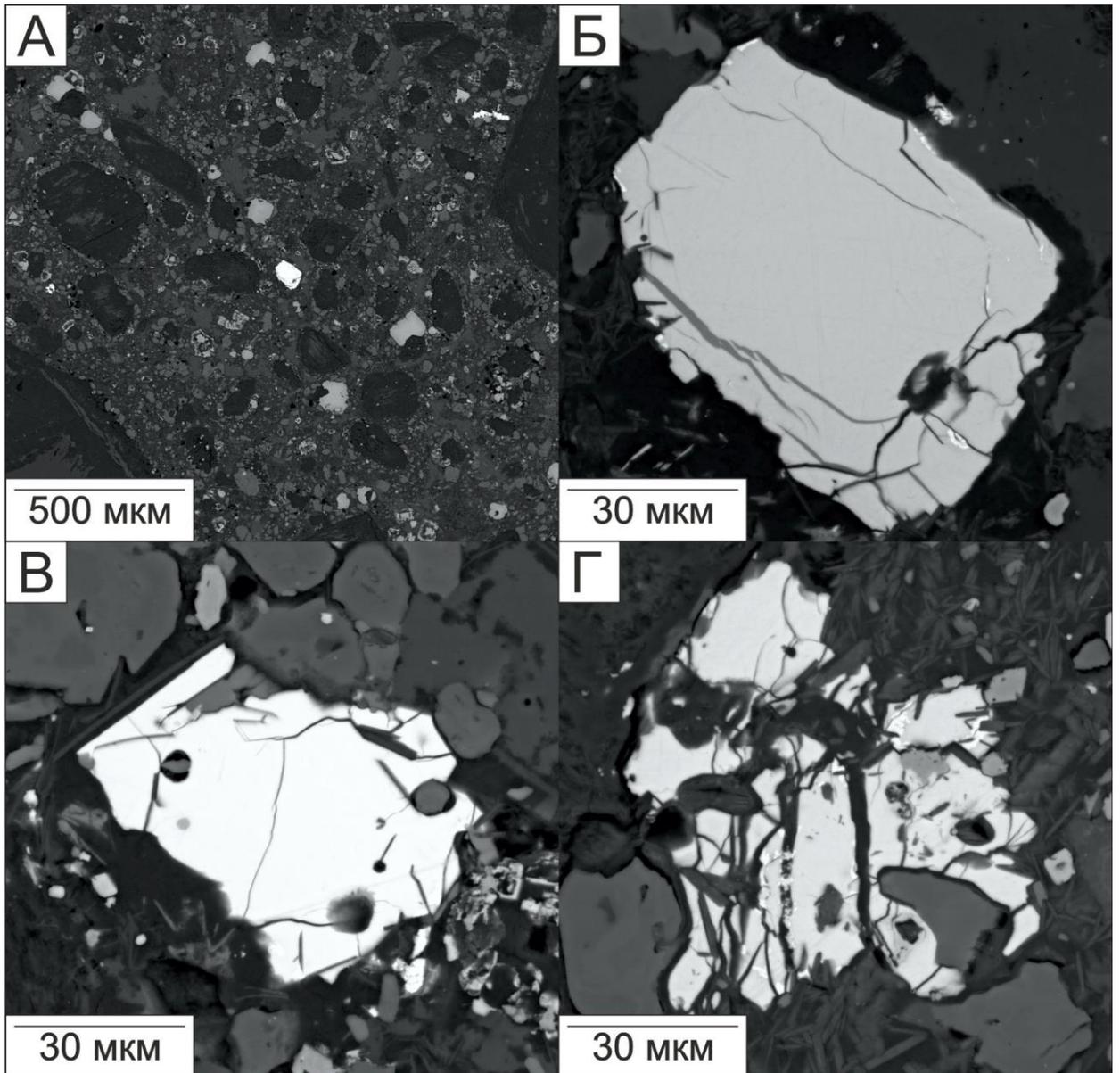


Рис. 3. 14. Джердзшерит в кимберлитах трубки Комсомольская-Магнитная. А-Б – джердзшерит; В-Г – джердзшерит с включениями. Изображение в BSE.

Размер зерен не превышает 70-100 мкм, а в среднем равняется 40 мкм. По данным некоторых исследователей, зерна джердзшерита являются незональными [Abersteiner et al., 2019], однако характеризуются широкими вариациями содержания элементов [Добровольская и др., 1975; Азаров и др., 2017; Golovin et al., 2017a].

В одном образце трубки Комсомольская-Магнитная джердзшерит основной массы представлен самостоятельными зернами размером от 40 до 80 мкм. Химический состав варьирует в следующих пределах: К = 8.50–9.16; Na = 0.00–0.24; Fe = 37.33–43.63; Ni =

9.76–12.79; Co = 0.56–0.99; Cu = 1.81–3.79; S = 30.86–32.20; Cl = 1.16–1.30; (14 зерен, 28 измерений)

В другом образце кимберлитов, джерфишерит основной массы имеет более мелкий размер от 10-15 мкм до 60 мкм. В большинстве случаев зерен джерфишерита образуют совместные сростания с другим сульфидом, по всей видимости пентладитом. Не исключен и тот факт, что один из этих минералов начинает развиваться по-другому. Химический состав такого джерфишерит варьирует в следующих пределах: K = 8.04–9.69; Na = 0.00–0.29; Fe = 31.73–44.95; Ni = 3.63–9.99; Co = 0.52–0.96; Cu = 3.05–10.30; S = 27.61–34.80; Cl = 1.06–1.41; (14 зерен, 34 измерения). Видно что джерфишерит основной массы в сростании с пентладитом имеет несколько пониженное значение для Ni<9-10 и более высокие содержания для Cu<3.

В третьем случае, джерфишерит из образца керна скважины имеет размер зерен от 10 мкм до 50 мкм. Джерфишерит обладает следующими вариациями состава: K = 8.20–9.13; Na = 0.00–0.22; Fe = 40.76–43.47; Ni = 4.97–6.78; Co = 0.47–0.99; Cu = 5.44–7.47; S = 29.30–32.30; Cl = 1.16–1.41; (10 зерен, 24 измерения).

В джерфишерите основной массы трубки Комсомольская-Магнитная. были диагностированы кристаллические включения монтичеллита, перовскита, апатита и флогопита. По всей видимости джерфишерит кристаллизовался после данных минералов основной массы, на позднемагматическом этапе.

Вообще, находки джерфишерита в основной массе кимберлитов ВМП редки и встречены всего лишь дважды. Впервые данный минерал в кимберлитах ВМП был установлен в работе [Азарова и др., 2017.], в трубках Комсомольская-Магнитная и Зимняя. Ранее джерфишерит был диагностирован в кимберлитах трубки Удачная-Восточная, которая, как принято считать является слабо измененной, отдельные блоки которой вообще являются неизменной горной породой [Маркшинцев и др., 1986; Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2014], минеральный состав которой указывает на

значительные количества щелочей и хлора в момент кристаллизации магматических минералов.

Мезостази́се кимберлитов ВМП

Мезостази́се или межзерновое пространство выполнено хлоритом, кальцитом и серпентином. Чаще всего зерна данных минералов настолько мелкие, что не поддаются идентификации современными методами микроанализа. По нашему мнению, нельзя исключать тот факт, что некоторые из данных минералов могут иметь магматический, т.е. первичный генезис, а некоторые могут быть результатом деятельности вторичных процессов, приводящих к изменению кимберлитов. Довольно крупные скопления этих минералов отмечены для кальцита. Данные скопления имеют разнообразную морфологию. В основном это неправильные агрегаты размером от 10-30 мкм до 200 мкм. Хлорит в кимберлитах ВМП распространён в форме тонких пластинок и иголок, размером до 20 мкм.

3.3.3. Вторичные минералы кимберлитов ВМП

Кимберлиты в большинстве случаев, привержены синмагматическим и постмагматическим изменениям [Mitchell, 2008], а также деятельностью гидротермальных и метеорных вод/флюидов [Sparks et al., 2006, 2009; Giuliani et al., 2014, 2016]. К результатам таких процессов относится возникновение вторичных или постмагматических минералов.

Вторичные минералы – это минералы или скопления минералов, которые образовались за счет разрушения (химического/физического), а также частичного или полного замещения ранее образовавшихся (кристаллизовавшихся) минералов.

В работе [Зинчук, 2000; Зинчук, Лисковая, 2005], всецело посвященной исследованиям вторичных минералов кимберлитов Якутии, приведена таблица основных вторичных минералов, диагностированных в кимберлитовых породах ЯКП (Таблица 3. 5.).

Таблица 3. 5. Ранее идентифицированные вторичные минералы кимберлитов ЯКП.

Группа	Минерал	Формула	Морфология	Ассоциация	Проявление
Силикаты	Серпентин <i>Лизардит</i> <i>Хризотил</i> <i>Антигорит</i> <i>Уинстит</i>	$Mg_3(OH)_4Si_2O_6$	Псевдоморфная, кокардовая; лейсты; шнуры; плоские частицы; чешуйки рулоны; листоватые выделения параллельно-чешуйчатые агрегаты; волокнистые агрегаты.		Почти во всех кимберлитах ЯКП
	Флогопит <i>Вермикулит</i> <i>Хлорит</i>	$KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$	Таблитчатая; овальная (от мм до 5 см) Пластинчатые, чешуйчатые кристаллы (<2.0 мм) Чешуйчатая (до нескольких мм).	Серпентин, гидрослюда, гипс; хлорит;	Зимняя, Новинка, Комсомольская
	Сепиолит	$Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 6H_2O$	Тонковолокнистая; Удлиненные линзовидные гнезда; Ажурные агрегаты.	Кальцит	Мир, Интернациональная, Восток, Снежинка, Заполярная, Удачная
	Монтмориллонит	$(Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O$			
	Тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$			
Карбонаты	Кальцит	$CaCO_3$	Лейстовидные и столбчатые выделения; прожилки; гнезда; сферические выделения; концентрически-зональные полусферы; друзы; удлиненные зерна; игольчатые образования; жеоды. щетки; выполняет пустотно-трещинные образования.	Пироаурит, сепиолит, кварц, серпентин, пирит, пирротин, целестин, магнетит	Удачная, Юбилейная, Мир, Якутская, Ноябрьская, Хорей, Поисковая, Лидия
	Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	Мелкозернистые агрегаты	Кальцит, серпентин	

				Тонко агрегатные срастания с: ангидритом, целестином, кальцитом	
	Арагонит	CaCO_3	Прожилки, почковидные агрегаты радиально-лучистого и сноповидного строения, друзы игольчатых кристаллов. Близкие к сферическим агрегаты.	Серпентин, карбонаты	Юбилейная, Заполярная, Поисковая, Новинка, Удачная, Якутская
	Пироаурит	$\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Прожилки, гнезда, волокнистый, кристаллический, пластинчатый, Жеоды.	Кальцит, магнетит, серпофит, серпентин	Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Мир, Заполярная, Поисковая, Прогнозная.
	Стронцианит	SrCO_3	Веерообразные друзы, Игольчатые кристаллы.		Удачная
	Гидромагнетит	$\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Натечный, рыхлый, Удлиненно-таблитчатого лейстовидного облика.	Артинит	Удачная
	Хантит	$\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$	Выполняет трещины.	Магнетит	Сытыканская, Заполярная, Маршрутная, Поисковая, Новинка, Молодость, Комсомольская-Магнитная
Оксиды Гидроксиды	Гематит	Fe_2O_3	Покрывает коркой кальцит; Присутствует в концентрациях до первых %.	Кальцит	
	Гетит	$\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$	Охристый, лучистый; пылевидные выделения;	Кальцит, барит, магнетит,	

			Сферолиты.	Гетит	
	Амакинит	$\text{Fe}(\text{OH})_2$	Срастание и отдельные кристаллы до 5 мм.	Пироаурит, кальцит, серпентин	
	Магнетит	FeFe_2O_4	Неправильные выделения. конкреции. Жеоды; псевдоморфозы; Мелкие ветвящиеся прожилки.	Кальцит, барит, серпентин; Маггемит, гематит	Алакитское, Далдынское. ВМП поле
	Кварц Халцедон	SiO_2	Друзы.		Удачная, Ботубинская
	Брусит	$\text{Mg}(\text{OH})_2$	Асбестовидные жилки; Параллельно-волокнистые агрегаты.	Кальцит	Новинка, Удачная
	Магниевый Ферригидроксид Ближайший аналог Айоваита	$\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{16}\text{Cl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Прожилки		Мир
Сульфиды	Пирит	FeS_2	Сплошные массы и агрегаты, отдельные кристаллы и их друзы; Выполняет прожилки.		
	Сфалерит	ZnS	Прожилки на стенках трещин; Идиоморфные кристаллы.	Кальцит, галенит	Мир, Новинка, Прогнозная, Комсомольская-Магнитная, Удачная
	Галенит	PbS	Хорошо ограненные кристаллы.	Кальцит, пирит, сфалерит	Мир, Краснопресненская, Юбилейная, Сытыканская
	Миллерит	NiS	Волосовидные агрегаты, срастания; Радиально-лучистые.	Серпентин-кальцитовые псевдоморфозы по оливину	
	Пирротин	Fe_{1-x}S	Развивается по трещинам; Образует хорошо ограненные кристаллы.	Кальцит	

	Точилинит	$6\text{Fe}_{0,9}\text{S}_5(\text{Mg,Fe})(\text{OH})_2$			Мир, Удачная, Юбилейная, Сытыканская
	Марказит	FeS_2	Прожилки, каймы вокруг вкрапленного серпентина.		Нюрбинская
	Халькопирит	CuFeS_2	Зернистые агрегаты		
Бораты	Екатеринит	$\text{Ca}_2\text{B}_4\text{O}_7(\text{Cl,OH})\cdot 2\text{H}_2\text{O}$			
	Ферросайбелиит			Галит	
Сульфаты	Гипс	$\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Жилы, прожилки, неправильные выделения; игольчатые и волокнистые агрегаты.		
	Барит	BaSO_4	Розы сложенные линзовидными кристаллами.		Удачная, Краснопресненская, Якутская
	Ангидрит	CaSO_4	Таблитчатые, натечные агрегаты.		Мир, Интернациональная
	Целестин	SrSO_4	Уплощенные радиально-лучистые агрегаты		
	Таумасит	$\text{Ca}_3\text{Si}(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6\cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Ветвящиеся прожилки, гнезда до 1-1.5 см.		Заполярная, Новинка, Удачная
	Эпсомит	$\text{MgSO}_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$			Удачная, Юбилейная
	Метабазалюминит				Сытыканская, Юбилейная
	Брошантит	$\text{Cu}_4\text{SO}_4(\text{OH})_6$			Удачная, Сытыканская
	Франколит	$(\text{Ca, Mg, Sr, Na})_{10}(\text{PO}_4\cdot \text{SO}_4\cdot \text{CO}_3)_6\text{F}_{2-3}$.			Пироаурит, кальцит, серпентин, магнетит
Галогениды	Галит	NaCl			Мир, Удачная, Интернациональная

Формулы минералов взяты из электронного ресурса [<https://webmineral.ru/>].

Таблица создана по данным [Зинчук, 2000; Зинчук, Лисковская, 2005]

В кимберлитах ВМП были обнаружены значительные количества хаотично расположенных минералов, имеющих размер от 1-3 мкм до первых. Основными формами выделения данных минералов являются скопления неправильной формы; мелкозернистая пылевидная минерализация; агрегаты радиально-лучистого, лучистого, игольчатого и скелетоподобного строения; кроме того, такие минералы развиваются по трещинам, формируя протяженные жилы и прожилки. Тем самым мы предполагаем, что данные агрегаты/скопления минералов – являются вторичными минералами кимберлитов ВМП. Подтверждает данный факт и повсеместное развитие в кимберлитах ВМП псевдоморфного замещения оливина серпентином, кальцитом и магнетитом (рис. 3. 15.).

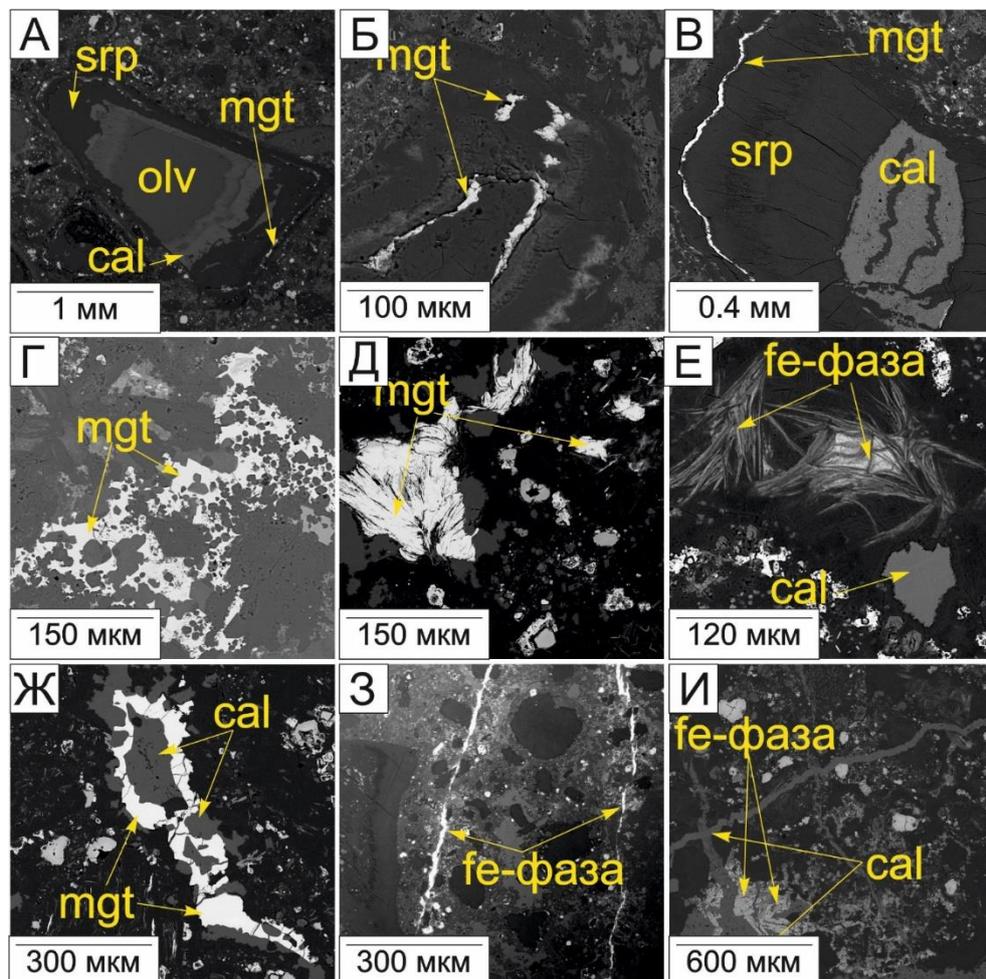


Рис. 3. 15. Формы выделения вторичных минералов кимберлитов ВМП: а-в) вторичные минералы среди продуктов замещения оливина; г-е) скопления неправильной формы; ж-и) протяженные жилы и прожилки. Изображения в BSE: olv – оливин, srp – серпентин, cal – кальцит, mgt – магнетит, fe-фаза – железосодержащая фаза.

При проведении исследований методом СЭМ-ЭДС, были обнаружены многочисленные Fe-содержащие фазы, развивающиеся повсеместно. Данные обособления образуют скопления неправильной формы, мелкозернистую массу (рис. 3. 15 е, з, и.). Среди данных фаз методом СЭМ-ЭДС был точно диагностирован только магнетит. Однако при детальном исследовании были отмечены как минимум еще три Fe-содержащих минерала. Посредством КРС-спектроскопии удалось определить следующие минералы: магнетит, гематит, маггемит, гетит (Рис. 3. 16.).

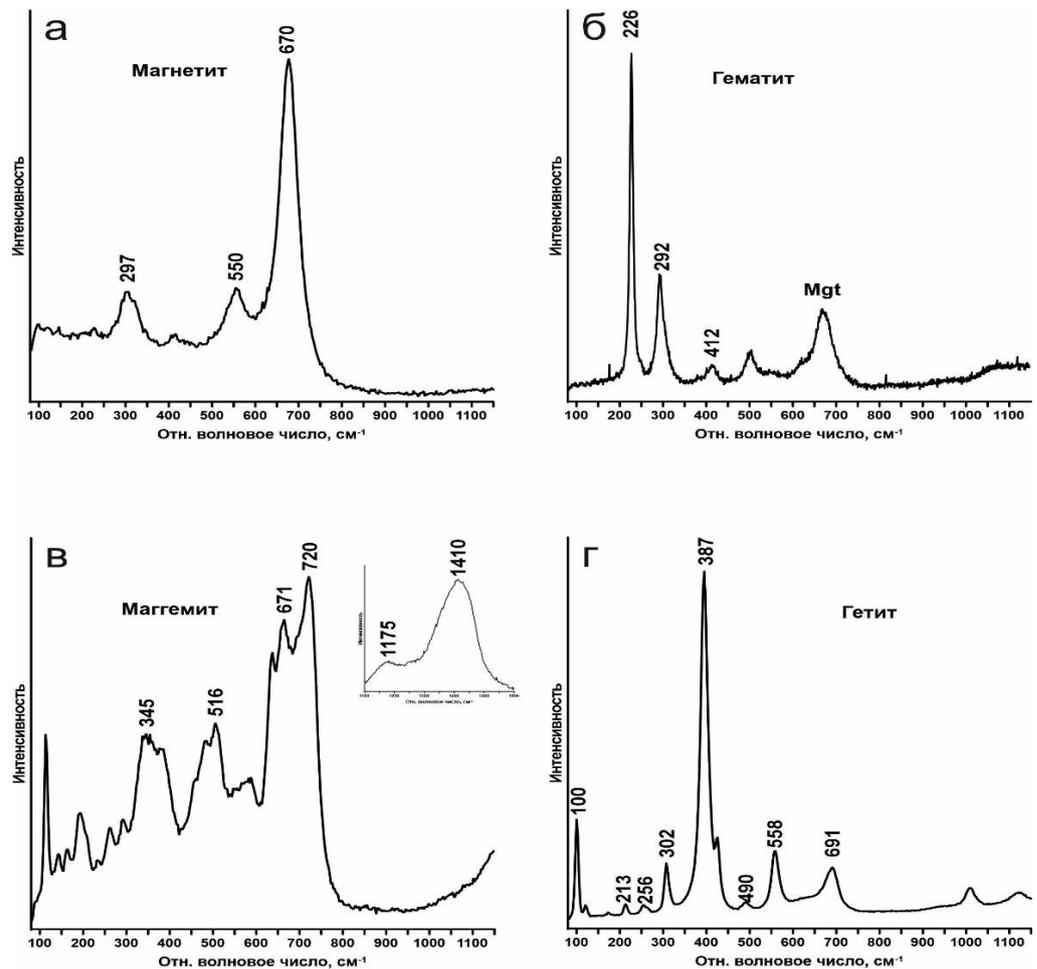


Рис. 3. 16. Представительные КРС-спектры вторичных оксидных минералов кимберлитов ВМП: а – магнетит, б – гематит; в – маггемит, г – гетит.

Магнетит $[\text{Fe}^{3+}_2\text{Fe}^{2+}\text{O}_4]$ в кимберлитах ВМП образует скопления и образования неправильной, часто скелетообразной формы (рис.3. 15 г, д, ж.), кроме того, протяженные жилы и прожилки (рис. 3. 15 з.). Исследование магнетита методом КРС-спектроскопии

показало, что характеристические пики магнетита представлены следующими диапазонами: сильный острый пик в области $668 - 675 \text{ см}^{-1}$, и средний пик в области $540 - 560 \text{ см}^{-1}$ (Рис. 3. 16 а.). Кроме того, эти же диапазоны характерны и для магнетита, формирующего кайму вокруг хромшпинелидов. Набор пиков соответствует работе [Bellot-Gurlet et al., 2009].

Гематит [$\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$] в кимберлитах ВМП развивается по магнетиту и образует тонко зернистую массу (Рис. 3. 17.). Характерные пики гематита находятся в области $220-300 \text{ см}^{-1}$, формируют сильный пик в области $224-227 \text{ см}^{-1}$, средний пик $289-292 \text{ см}^{-1}$ и слабый широкий пик в области $400-415 \text{ см}^{-1}$ (Рис. 3. 16 б.). Пики соответствуют гематиту [Bellot-Gurlet et al., 2009].

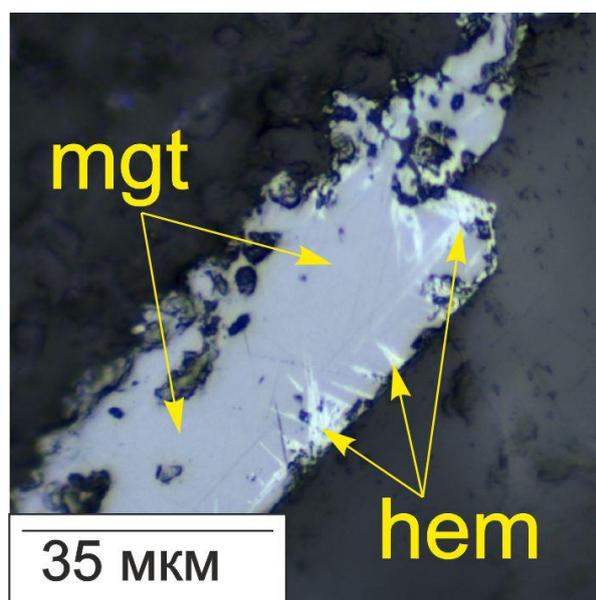


Рис. 3. 17. Гематит (hem) (ярко-белый цвет) развивается по магнетиту (mgt) (серый цвет) в кимберлитах ВМП. Изображение в отражённом свете.

Маггемит [$\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$] в кимберлитах ВМП развит виде мелкозернистой массы, формирующейся вокруг магнетита (Рис. 3. 18). Совместное нахождение данных минералов прослеживается и по КРС-спектрам (рис. 3. 16 в.). Основными пиками для маггемита являются широкий пик в области $640-723 \text{ см}^{-1}$, а также средние пики в диапазоне $300-440 \text{ см}^{-1}$ и $475-550 \text{ см}^{-1}$. Кроме того наблюдаются два широких пика в

области $1100\text{--}1200\text{ см}^{-1}$ и в области $1300\text{--}1500\text{ см}^{-1}$, что соответствует данным из работы [Bellot-Gurlet et al., 2009].

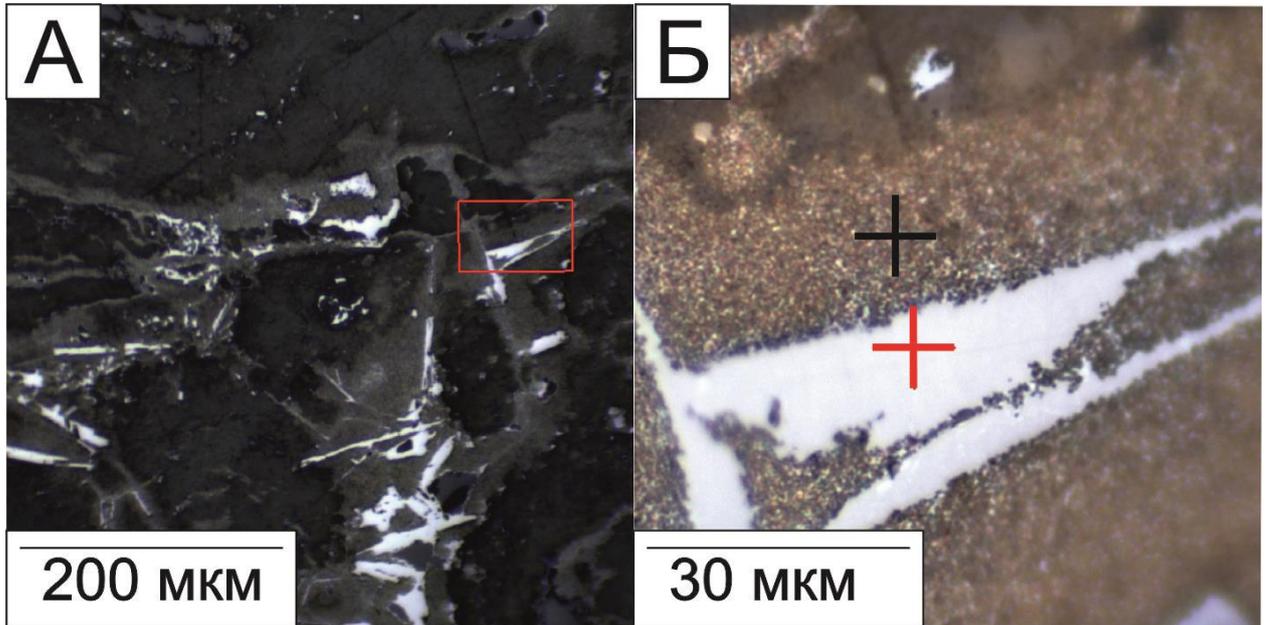


Рис. 3. 18. Проявление маггемита среди вторичных минералов - А. Красным прямоугольником выделено увеличенное изображение место сбора данных (Б), методом КРС. Красный крестик – магнетит, черный крестик – маггемит. Изображение в отраженном свете получено с помощью микроскопа для КРС-спектromетрии.

Гетум [$\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$] развит среди вторичных минералов кимберлитов. Он образует кристаллические включения во вторичном магнетите (Рис. 3. 19 а.) и мелкие зерна ярко коричневого, ржавого. цвета (Рис. 3. 19 б.). Характеристическими линиями данного минерала являются сильный, острый пик в области $387\text{--}390\text{ см}^{-1}$, а также средние пики в области $300\text{--}310$, $550\text{--}600\text{ см}^{-1}$, и слабые пики в области $200\text{--}260$ и $480\text{--}500\text{ см}^{-1}$ (Рис. 3. 16 г) [Bellot-Gurlet et al., 2009].

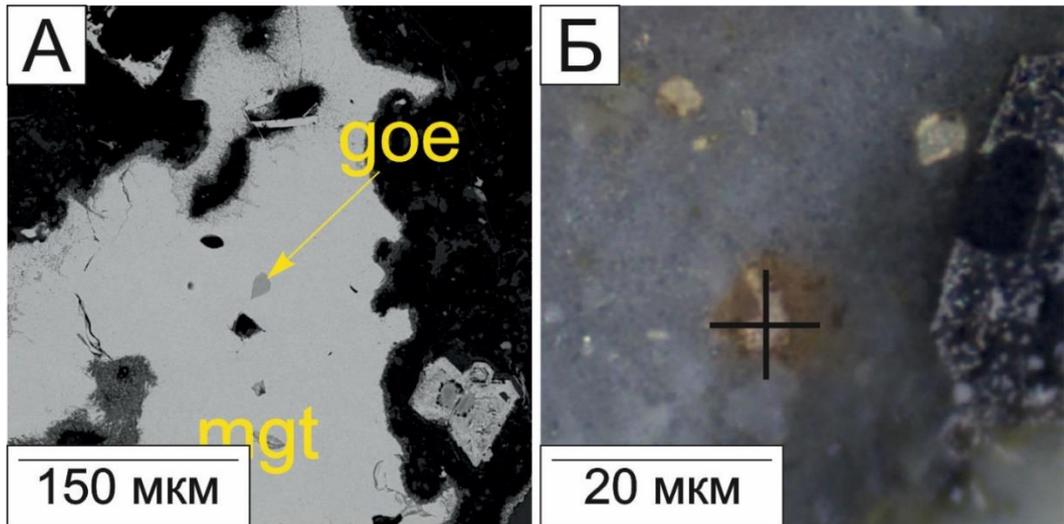


Рис. 3. 19. Гетит среди вторичных минералов кимберлитов ВМП: а) кристаллическое включение гетита (goe) в магнетите (mgt), б) мелкие зернышки гетита. Черный крестик место набора данных методом КРС. Изображение в BSE(а), изображение в отраженном свете (б).

Как отмечено в предыдущих исследованиях [Testa-Antra et al., 2019] при увеличении мощности лазера (H), магнетит претерпевает изменения и окисляется до гематита (Рис. 3. 20.).

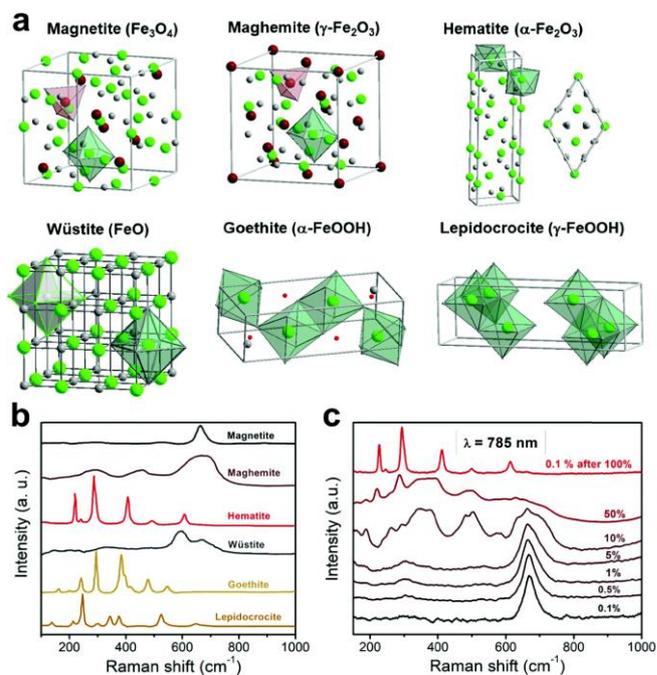


Рис. 3. 20. Кристаллическая структура (а), представительные спектры КРС (b) и (c) спектры КРС, показывающие переход магнетит → маггемит → гематит, по данным [Testa-Antra et al., 2019].

Нами получено частичное подтверждение данного факта (Рис. 3. 21.). Переход, окисление вторичного магнетита в гематит происходит при $H = 4.990$, при условиях съемки: $G3$ – решетка, N – количество проходов, T_c – время набора данных (в секундах).

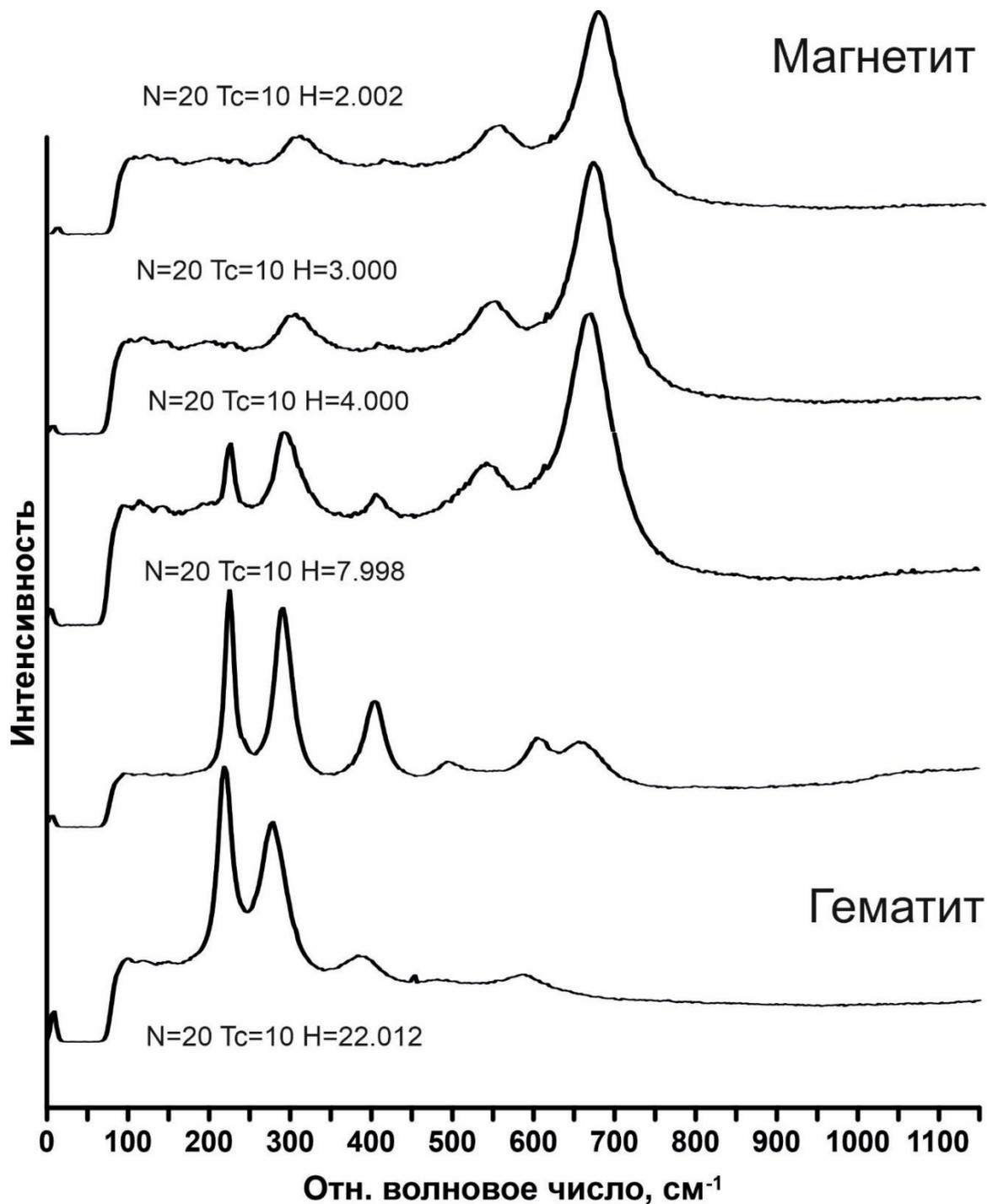


Рис. 3. 21. КРС-спектры термоиндуцированного перехода магнетита в гематит из образцов кимберлитов трубок ВМП.

Помимо вторичной оксидной минерализации, нами и предыдущими исследователями [Зинчук, 2000; Зинчук, Лисковая. 2005]. были отмечены типичные вторичные минерал кимберлитов (Таблица 6). В кимберлитах ВМП поля мы диагностировали: серпентин (лизардит, антигорит, хризотил), хлорит, кальцит, доломит, арагонит, пироаурит и айоваит.

Как указывают некоторые предыдущие исследователи, в кимберлитах ВМП наблюдётся брусит, однако нами данный минерал обнаружен не был.

Обнаружение вторичных минералов в кимберлитах ВМП. указывает на «относительно изменённый характер» образцов, а характерная оксидная (магнетитовая) минерализация может свидетельствовать об окислительных обстановках, в то время как сульфидная минерализация более характерна для восстановительных процессов [Харькив, 1991; Занкович, Рудакова, 2005].

3.3.4. Кристаллические включения в минералах кимберлитов ВМП

Кристаллические включения в макрокристаллах оливина представлены двумя типами. Первый тип кристаллических включений образует вытянутую, линейно расположенную цепочку минералов, где размер зерен равен около 40 мкм. В своем составе данная цепочка имеет следующий набор минералов: магнетит/магнезиоферрит, монтичеллит, апатит и джерфишерит. Совокупность данных минералов схожа с набором минералов основной массы, что указывает на общий источник их образования и видимо единый магматический расплав. По нашему мнению, данный набор кристаллических включений является вскрытыми включениями кимберлитового расплава т.е. расплавными включениями. Нам представляется что минерал хозяин оливин в результате подъема в кимберлитовой магме и декомпрессии треснул, в образовавшуюся трещину проник транспортирующий кимберлитовый расплав. В процессе дальнейшей кристаллизации

данная трещина залечилась оливином (видимо уже магматическим). По полученным данным такой оливин имеет следующий состав в мас. %: $\text{SiO}_2 = 40.63\text{--}41.08$; $\text{FeO} = 3.60\text{--}4.25$; MnO около 0.20; $\text{MgO} = 51.27\text{--}52.97$; $\text{CaO} = 0.24\text{--}0.94$; NiO около 0.23; и $\text{Mg}^\# = 95.60\text{--}96.30$; который со временем претерпел преобразование и заместился серпентином. Подобные, включения расплава, законсервированные в теле минерала хозяина (макрокристаллах оливина) охарактеризованы далее методом КРС-спектроскопии (см главу 4. 2.).

Химический состав хромшпинелида имеет вариации состава и представлен магнезиохромитом с содержанием в мас. %: $\text{TiO}_2 = 4.3\text{--}6.04$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.84\text{--}8.20$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 35.78\text{--}47.95$; $\text{FeO}(\text{total}) = 21.61\text{--}27.76$; $\text{MgO} = 13.22\text{--}15.29$. Состав соответствует магнезиохромиту основной массы.

Химический состав включений магнетита/магнезиоферрита имеет следующие вариации в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.19\text{--}8.58$; $\text{TiO}_2 = 0.53\text{--}2.49$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.36\text{--}3.55$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.26\text{--}0.80$; $\text{FeO}(\text{total}) = 64.47\text{--}83.80$; $\text{MnO} = 0.25\text{--}0.53$; $\text{MgO} = 3.07\text{--}18.87$; $\text{CaO} = 0.11\text{--}4.51$.

Химический состав включений монтichelлита в макрокристаллах оливина в мас. %: $\text{SiO}_2 = 35.96\text{--}38.83$; $\text{FeO}(\text{total}) = 1.80\text{--}6.39$; $\text{MnO} = 0.13\text{--}0.22$; $\text{MgO} = 20.96\text{--}25.57$; $\text{CaO} = 33.34\text{--}34.99$; ($\text{Mo} = 85.40\text{--}96.12$ мол. %; $\text{Ki} = 3.83\text{--}14.60$ мол. %).

Состав включений апатита имеет состав в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.88\text{--}1.63$; $\text{FeO}(\text{total}) = 0.45\text{--}2.06$; $\text{MgO} = 0.49\text{--}1.14$; $\text{CaO} = 46.68\text{--}50.34$; SrO до 1; $\text{V}_2\text{O}_3 = 0.24\text{--}0.51$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 35.65\text{--}39.07$; $\text{F} = 1.86\text{--}3.41$.

Состав включений джерфишерита в макрокристаллах с реликтами оливина равен следующим вариациям: $\text{K} = 7.65\text{--}9.19$; $\text{Na} = 0.00\text{--}0.24$; $\text{Fe} = 36.73\text{--}41.29$; $\text{Ni} = 8.77\text{--}11.71$; $\text{Co} = 0.47\text{--}0.94$; $\text{Cu} = 0.00\text{--}8.28$; $\text{S} = 27.23\text{--}32.63$; $\text{Cl} = 1.04\text{--}1.34$; (7 зерен, 9 измерений).

Второй тип кристаллических включений представлен хаотично расположенными включениями, хорошо ограненными идиоморфными зернами шпинелида. Как показывают предыдущие исследования кимберлитов, подобные включения хромшпинелида были встречены как в центральных частях зерен оливина, так и в краевых его частях. В случае

кимберлитов ВМП, включения хромшпинелида были обнаружены в центральных частях макрокристаллов оливина, полностью замещенных серпентином (Рис. 3. 4.). Химический состав шпинелидов-включений имеет следующие вариации состава в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.24\text{--}7.57$; $\text{TiO}_2 = 1.57\text{--}9.47$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 32.46\text{--}50.66$; $\text{V}_2\text{O}_3 = 0.22\text{--}0.54$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 5.5\text{--}15.06$; $\text{MnO} = 0.62\text{--}0.84$; $\text{MgO} = 10.66\text{--}20.66$; $\text{CaO} = 0.15\text{--}0.49$; $\text{NiO} = 0.33\text{--}0.51$. Повышенные значения SiO_2 , связаны с мелким размером зерен и захватом кремния электронным пучком от минерала хозяина. Состав кристаллита из псевдоморфоз серпентина по оливину соответствует составу магнезиохромита основной массы кимберлита.

Кристаллические включения в хромшпинелиде основной массы представлены двумя типами: мелкими полиминеральными включениями (см. главу 4. 3.) и единичными включениями.

Среди включений второго типа был диагностирован пироксен (Рис. 3. 8 а.) следующего состава в мас. %: $\text{SiO}_2 = 49.38$; $\text{TiO}_2 = 1.37$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.49$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 9.59$; $\text{FeO}(\text{total}) = 8.57$; $\text{MgO} = 31.18$; $\text{CaO} = 0.78$. Sum = 102.53. Вероятно данный пироксен представлен ортопироксена – энстатитом, что подтверждает КРС–спектроскопия. На наш взгляд этот кристаллита пироксена каким-то образом прикрепился к ядерной части хромшпинелида и имеет мантийный генезис. По всей видимости нельзя исключать тот факт, что в некоторых случаях для ядерных частей хромшпинелидов, существуют вариации состава, характерные для ксеногенных шпинелидов (пониженные содержания $\text{TiO}_2 < 2.5$ мас. % и повышенные значения для Cr_2O_3). Тем самым ядро имеет мантийный, ксеногенный генезис, и служит затравочным материалом, на который в последствии нарастает магматический хромшпинелид основной массы.

Кристаллические включения в перовските обнаружены в единичных случаях. Включения образуют идиоморфные зерна размером около 5-15 мкм. Химический состав данных включений в одном случае представлен следующими вариациями состава в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.00\text{--}5.35$; $\text{TiO}_2 = 9.64\text{--}33.01$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 2.13\text{--}31.39$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.68\text{--}8.63$; $\text{FeO}(\text{total}) = 21.91\text{--}51.92$; $\text{MnO} = 0.32\text{--}0.76$; $\text{MgO} = 8.77\text{--}17.35$; $\text{CaO} = 1.30\text{--}20.60$. По всей видимости

данные вариации состава кристаллитов соответствуют шпинелидам, предположительно хромшпинелиду и/или ульвошпинели. Наличие микрокристаллических включений шпинелидов в теле некоторых перовскитов указывает на кристаллизацию перовскита после шпинелидов основной массы.

В другом случае состав включения соответствует флогопиту (Рис. 3. 12 в.) и имеет следующий вариации в мас. %: $\text{SiO}_2 = 35.58\text{--}37.74$; $\text{TiO}_2 = 4.9\text{--}6.34$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.51\text{--}14.32$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.29\text{--}1.26$; $\text{FeO}(\text{total}) = 4.58\text{--}6.34$; $\text{MgO} = 20.02\text{--}21.86$; $\text{CaO} = 0.88\text{--}1.5$; $\text{NaO} = 0.2$; $\text{K}_2\text{O} = 9.41\text{--}9.72$. Количество обнаруженных включений = 2. В отличие от флогопита основной массы в кристаллите наблюдается повышенное значение TiO_2 .

Отмечено, что в нескольких случаях в центральной части перовскита, наблюдаются ограненные кристаллики кальцита. Возникает вопрос — это вторичный кальцит, который образовался в результате растворения перовскита или же это дочерняя фаза кимберлитового расплава, захваченная в виде включения в теле перовскита. В единственном случае форма такого кальцита соответствовала форме квадрата.

Кристаллические включения в кайме зональных хромшпинелидов повсеместно встречаются и представлены ограненными зернами перовскита (Рис. 3. 8.). Химический состав перовскитов-включений представлен содержаниями следующих компонентов в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.28\text{--}1.26$; $\text{TiO}_2 = 47.26\text{--}57.00$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.26\text{--}0.28$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.69\text{--}1.87$; $\text{FeO}(\text{total}) = 1.80\text{--}12.05$; $\text{MgO} = 0.35\text{--}1.72$; $\text{CaO} = 33.02\text{--}40.86$. Относительно перовскита основной массы, перовскиты-включений отличаются незначительными примесями Cr_2O_3 , MgO ; повышенными значениями $\text{FeO}(\text{total})$; а также отсутствием в составе или же его не обнаружением Nb_2O_3 и др. лантаноидов.

Кристаллические включения в апатите основной массы были диагностированы в случае изученных образцов кимберлитов трубки Заполярная. Химический состав данных включений в мас. %: $\text{TiO}_2 = 0.55\text{--}16.48$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.19\text{--}5.44$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.48\text{--}4.71$; $\text{FeO}(\text{total}) = 50.59\text{--}80.15$; $\text{MgO} = 7.78\text{--}16.80$; $\text{CaO} = 0.53\text{--}5.61$, и по всей видимости советуется магнетиту.

Кристаллические включения во флогопите основной массы были обнаружены в центральных частях зерен флогопита, и имеют размер около 10-15 мкм. Форма включений идиоморфная. В одном случае химический состав кристаллита соответствует апатиту, и представлен следующим составом в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.71$; $\text{FeO} = 0.39$; $\text{CaO} = 53.32$; $\text{K}_2\text{O} = 0.22$; $\text{SrO} = 4.25$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 42.05$. В другом случае кристаллиты имеют следующие вариации состава в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.56\text{--}1.82$; $\text{TiO}_2 = 4.75\text{--}10.19$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.36\text{--}6.53$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 2.05\text{--}8.43$; $\text{FeO}(\text{total}) = 56.37\text{--}71.50$; $\text{MnO} = 0.90\text{--}0.98$; $\text{MgO} = 12.40\text{--}13.35$.

Кристаллические включения в джерфшерите располагаются в теле минерала-хозяина и диагностированы в 25-30% случаях изученных зерен джерфшерита. Среди кристаллитов были диагностированы минералы соответствующее набору минералов основной массе кимберлитов: монтичеллит, \pm перовскит, \pm флогопит и \pm апатит.

Включения монтичеллита в джерфшерите имеет следующие содержания в мас. %: $\text{SiO}_2 = 36.30\text{--}38.04$; $\text{FeO}(\text{total}) = 6.00\text{--}8.09$; $\text{MnO} = 0.28\text{--}0.58$; $\text{MgO} = 20.65\text{--}22.82$; $\text{CaO} = 31.79\text{--}32.39$; ($\text{Mo} = 81.98\text{--}87.15$ мол.%; $\text{Ki} = 12.85\text{--}18.02$ мол.%).

В одном случае были обнаружен кристаллит перовскита в джерфшерите, который расположен ближе к краю зерна. Данное включение имеет следующий состав в мас. %: $\text{SiO}_2 = 0.36$; $\text{TiO}_2 = 51.93$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.40$; $\text{FeO}(\text{total}) = 3.16$; $\text{MgO} = 0.30$; $\text{CaO} = 35.32$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.27$; $\text{K}_2\text{O} = 0.46$; $\text{SrO} = 0.32$; $\text{NiO} = 0.53$; $\text{V}_2\text{O}_3 = 0.47$; $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 1.16$; $\text{Nb}_2\text{O}_3 = 0.82$; $\text{SO}_3 = 2.37$.

В единственном случае было встречено включение флогопита в джерфшерите. Химический состав, которого представлен следующими содержаниями в мас. %: $\text{SiO}_2 = 32.60$; $\text{TiO}_2 = 1.28$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.04$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.25$; $\text{FeO}(\text{total}) = 6.93$; $\text{MgO} = 20.76$; $\text{K}_2\text{O} = 9.34$; $\text{BaO} = 2.42$; $\text{NiO} = 0.70$; $\text{SO}_3 = 4.49$; $\text{Cl} = 0.05$.

Включения апатита в джерфшерите не были изучены методом СЭМ-ЭДС, однако доказаны методом КРС-спектроскопии. Были получены характерные КРС-спектры соответствующие апатиту.

3.3.5. Последовательность кристаллизации минералов кимберлитов ВМП

Определение последовательности кристаллизации магматических минералов было основано на следующих факторах: взаимоотношение минералов друг с другом, и наличие кристаллических включений одних минералов в других. Нами предложен следующий ряд последовательности кристаллизации (Рис. 3. 23.)

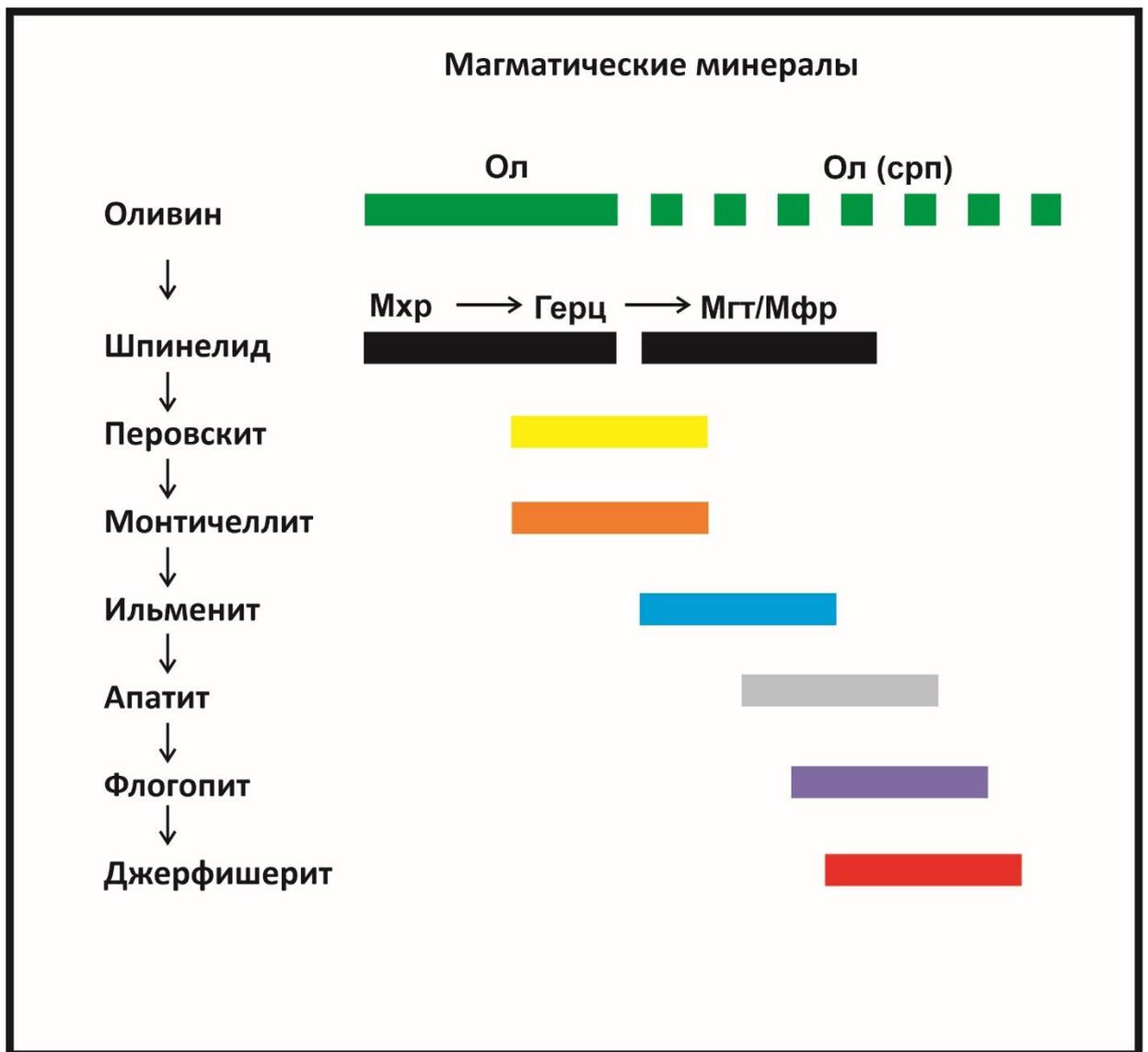


Рис. 3. 23. Последовательность кристаллизации магматических минералов кимберлитов ВМП. Условные обозначения см. на рисунках.

Первыми минералами, кристаллизующимися из кимберлитового расплава, безусловно являются оливин и хромшпинелид. Магматический оливин в кимберлитах полностью претерпел изменение, и не сохранился. Псевдоморфное замещение оливина серпентином, характерно для всех кимберлитовых трубок ВМП. В макрокристаллах с реликтами оливина в краевых частях были обнаружены кристаллические включения: шпинелидов, перовскита монтичеллита, апатита флогопита и джерфишерита. Эта ассоциация соответствует набору минералов основной массы.

Совместные условия образования оливина и хромшпинелида были описаны в работе [Mitchell, 2008], где оценена температура их кристаллизации около 1200 °С. Присутствие кристаллических включений хромшпинелида в фенокристаллах оливина, схожего состава что и хромшпинелид основной массы, подтверждают данный вывод.

Нахождение зональных шпинелидов в основной массе кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная, где встречаются индивидуальные шпинелиды имеющие трехзональное строение: ядро (магнезиохромит), плавно переходящее в MUM – spinel (ульвошпинель) с содержанием TiO_2 до 23 мас. % и кайму, сложенную магнетитом, указывает на длительную кристаллизацию хромшпинелидов в кимберлитовой магме.

После кристаллизации оливина и хромшпинелидов в кимберлитах ВМП образуются монтичеллит и перовскит. По характеру выделения монтичеллита (в нескольких образцах трубки Комсомольская-Магнитная) и перовскита (во всех трубках ВМП), эти минералы образуют оторочки вокруг макрокристаллов оливина, (Рис. 3. 12.), что однозначно указывает на кристаллизацию их после зерен оливина. Наличие микрокристаллических включений хромшпинелидов в перовските, говорит о кристаллизации перовскита и, соответственно, монтичеллита после центральных частей хромшпинелидов (магнезиохромита).

Кристаллизация каймы магнетита/магнезиоферрита, вокруг зональных зерен хромшпинелида, происходит скорее всего после образования перовскита, данное умозаключение основано на находках кристаллических включений перовскита в кайме

магнетита/магнезиоферрита вокруг хромшпинелидов (Рис. 3. 8.), а также совместного их нахождения. По наличию мелких (5-10 мкм) кристаллических включений перовскита в монтчеллита в трубке Комсомольская-Магнитная, можно говорить об образовании перовскита несколько раньше, по сравнению с монтчеллитом.

Следующим, по всей видимости, происходит образование каймы ильменита по перовскиту (Рис. 3. 10 б.). Этот факт требует дополнительных исследований. Однако никаких включений в кайме ильменита не было обнаружено, и никакого резкого прекращения роста. путем внедрения более позднего минерала не наблюдалось.

Дальнейший порядок кристаллизации основан на взаимоотношении кристаллов апатита и флогопита основной массы. Как показывают работы [Soltys et al., 2020], апатит, вероятно, кристаллизуется после кристаллических фаз, которые плохо вмещают фосфор. (оливин, шпинелид, ильменит и перовскит), в результате внедрения в земную кору и понижения температуры.

На рисунке 3. 12. наблюдается кристаллические включения, более ранних минералов как в апатите, так и во флогопите. Однако, по характеру взаимного роста установлено, что более ранней фазой является апатит, за которым образуется флогопит (Рис. 3. 12 б.).

На завершающих этапах кристаллизации образуется кальцит и джерфишерит основной массы. Зерна кальцита. правильной формы крайне редко встречаются в кимберлитах ВМП, и можно говорить о полном его отсутствии среди минералов основной массы.

Джерфишерит также довольно редко встречающийся минерал кимберлитов ВМП. Он был диагностирован среди минералов основной массы трубки Комсомольская-Магнитная, где образует зерна редко идиоморфной, чаще неправильной формы, которые заполняют пространство между более ранними минералами (Рис. 3. 13.).

Тем самым установлен порядок последовательности кристаллизации магматических минералов кимберлитов Верхнемунского поля: фенокристаллы оливина →

центральные зоны хромшпинелидов (магнезиохромит→герцинит) → перовскит → монтichelлит → магнезиоферрит/ магнетит (каймы вокруг хромшпинелидов) → ильменит → флогопит и апатит → джерфишерит.

3.4. Выводы к главе 3

В ходе проведения минералогических исследований кимберлитов. трубко-месторождений ВМП были выделены три основные группы минералов: макрокристаллы (ксенокристаллы и фенокристаллы), минералы основной массы (магматические минералы которые кристаллизуются из кимберлитового расплава) и вторичные минералы (постмагматические минералы, образовавшиеся в ходе изменения кимберлитов). Установленно, что минеральный состав кимберлитов изученных образцов характеризуется постоянством, за исключением трех минералов которые не всегда наблюдаются в кимберлитах ВМП: монтichelлит, ильменит и джерфишерит.

Проведена идентификация кристаллических включений в минералах кимберлитов ВМП и установлен порядок последовательности кристаллизации магматических минералов кимберлитов ВМП: оливин (фенокристаллы) с кристаллическими включениями в нем (шпинелид) → основная масса: центральные зоны шпинелидов (магнезиохромит→герцинит) → перовскит → монтichelлит → магнезиоферрит/магнетит (которые формируют каймы вокруг хромшпинелидов) → ильменит (каймы вокруг перовскита) → апатит и флогопит → джерфишерит.

ГЛАВА 4. МИКРОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Кимберлиты – уникальные магматические породы, возникшие в результате кристаллизации расплавов, имеющих наиболее глубинное происхождение (> 150 км) [Haggerty, 1994; Mitchell, 2008; Tappe et al., 2013; Pearson et al., 2014; Sharygin et al., 2017; Golovin et al., 2020]. Вопрос о составе кимберлитовых расплавов до сих пор является дискуссионным [Mitchell et al., 2019]. Согласно недавней работе [Golovin, Kamenetsky, 2023], под термином протокимберлитовые расплавы необходимо понимать, расплав богатый карбонатной жидкостью, происходящий из мантийных источников при низких степенях их плавления; первичные кимберлитовые расплавы – это расплавы, находящиеся в равновесии с мантийными породами в основании континентальной литосферы; примитивные кимберлитовые расплавы – это расплавы, незначительно эволюционировавшие при взаимодействии с силикатами литосферной мантии при подъеме на поверхность [Golovin, Kamenetsky, 2023]. Родительский кимберлитовый расплав – это еще про эволюционировавший примитивный кимберлитовый расплав, из которого происходит кристаллизация магматических минералов кимберлитов (фенокристаллов и минералов основной массы).

Существуют несколько подходов к определению состава примитивных кимберлитовых расплавов:

1. Традиционный подход, который основан на предположении о том, что валовый состав кимберлитов, может отражать исходный состав первичных и примитивных кимберлитовых расплавов. Этот подход позволил сделать вывод об ультраосновном составе кимберлитовых расплавов с преобладанием SiO_2 и MgO , которые также богаты H_2O и CO_2 , но обеднены Na_2O [Kopylova et al., 2007]. Однако необходимо отметить, что валовый состав кимберлитов не отвечает составу даже составу их родительских расплавов, так как они содержат большое количество ксеногенного материала и

практически повсеместно преобразованы вторичными процессами [Golovin et al., 2020; Kamenetsky et al., 2013]. Кроме того, процессы, которые могли сопровождать подъем и образование кимберлитовых магм. не учитываются в рамках данного подхода. К этим процессам относятся: контаминация кимберлитов мантийными и коровыми породами; жидкостная несмесимость в кимберлитовых магмах; дегазация; дифференциация кимберлитовых магма; син- и постмагматические изменения пород гидротермальными флюидами и метеорными водами [Abersteiner et al., 2018, 2022; Edgar et al., 1993; Golovin, Kamenetsky, 2023; Kamenetsky et al., 2012, 2014; Mitchell, 1986, 2008; Pearson et al., 2019; Sparks et al., 2006].

2. Второй подход основан в оценке объема ксеногенного материала (в первую очередь силикатов) из дезинтегрированных пород мантии, в отдельной пробе кимберлитов. Согласно этому подходу было установлено что первичный кимберлитовые жидкости могли иметь карбонатный [Brett et al., 2009; Giuliani et al., 2020] или силикатно – карбонатный состав [Soltys et al., 2018].

3. Третий подход основан на исследовании расплавных включений в минералах магматических пород [Рёддер, 1987; Соболев и др., 1996]. Этот подход является весьма эффективным инструментом для изучения минералообразующей среды (минералообразующих магм/расплавов).

Используя данный подход, были показаны принципиально новые данные о составе первичны/примитивных расплавов. Согласно этой модели, первичные/примитивные кимберлитовые расплавы являются Na-Ca карбонатными, практически не содержат воды? обеднены алюмосиликатами, но в тоже время обогащены лиофильными элементами. галогенами и серой [Kamenetsky et al., 2014].

При подъеме на поверхность эти расплавы имеют низкую температуру (<800 °C). обладая реологическими свойствами (низкая плотность, низкая вязкость, высокая плавучесть и высокая скорость подъема). Недонасыщенный кремнием карбонатный

расплав, растворяет мантийные силикаты (в первую очередь, ортопироксен) [Kamenetsky et al., 2014]

4.1. Общие сведения

Как говорилось ранее, одним из подходов, используемых для реконструкции состава кимберлитовых расплавов, является исследование расплавных включений в минералах магматических пород [Рёддер, 1987; Соболев, 1996; Kamenetsky et al., 2013]. В последнее время расплавные включения были обнаружены в магматических минералах (оливин, перовскит, апатит, кальцит, монтичеллит и шпинелиды) кимберлитов как Сибирского кратона (трубка Удачная-Восточная, Далдынское поле) [Kamenetsky et al., 2009, 2014; Abersteiner et al., 2018a], так и других кратонов мира в пределах Канады, Гренландии, Финляндии и ЮАР [Kamenetsky et al., 2009, 2013; Giuliani et al., 2017; Abersteiner et al., 2017, 2018a, 2018b, 2019, 2020]. Следует отметить, что несмотря на то, что пионерские работы по изучению расплавных включений в кимберлитах были выполнены для трубки Удачная-Восточная, она остается единственным детально изученным объектом на Сибирском кратоне.

Под термином расплавные включения (РВ) необходимо понимать обособления (сохранившиеся реликты расплава/флюида), образовавшиеся в результате захвата окружающего расплава, в процессе роста или перекристаллизации минерала-хозяина. По времени образования включений по отношению ко времени образования минерала хозяина. РВ подразделяются на три типа:

1. Первичные (сингенетические) включения – это включения, которые образовались во время роста минерала-хозяина или его зоны роста и должны быть равновесны им. Согласно представлениям, Э. Рёддера [Рёддер, 1987]. механизмы образования первичных включений связаны с беспорядочным захватом включений во время роста кристалла (Рис. 4. 1.). Кроме того, первичные включения окружены

веществом минерала-хозяина, отложенным приблизительно одновременно с захватом, что не скажешь про другой тип включений [Рёддер, 1987].

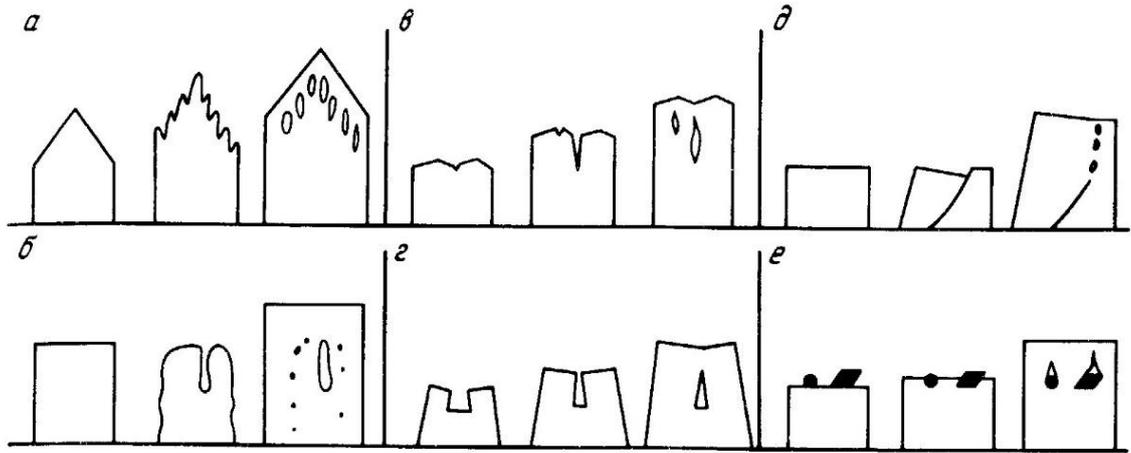


Рис. 4. 1. Способы захвата первичных включений [Рёддер, 1987]

а – дендритный рост сменяется сплошным нарастанием, б – частичное растворение ранее образованного кристалла приводит к возникновению глубоких выемок и искривлённых поверхностей, в – включения захватываются между отдельными спиралью роста, г – включения захватываются при субпараллельном росте отдельных блоков кристалла, д – трещина на поверхности растущего кристалла приводит к несовершенству его роста и захвату включений, е – любая частица чужеродного вещества, попавшая на поверхность растущего кристалла, может быть захвачена в виде твердого включения, при этом, вместе с ней, также может захватываться некоторое количество флюида.

2. Вторичные (эпигенетические) включения – это включения, которые образовались после минерала-хозяина и не должны быть равновесны с ним. Данный тип включения может образовываться путем залечивания трещин в минерале-хозяине, разрушением первичных включений, при плавлении твердофазного выростка внутри породы. Вторичные включения маркируют зону, секущую по отношению к зонам роста [Плечов, 2014].

Как говорилось ранее, первичные включения образуются во время кристаллизации, вторичные образуются после кристаллизации минерала-хозяина, но существует и еще один тип включений, промежуточный [Рёддер, 1987].

3. Первично-вторичные (субсингенетические) (в различных источниках, данный тип включений называется по-разному: мнимовторичные, псевдвторичные, условно вторичные) – это такие включения, которые отражают состав минералообразующей среды, из которой кристаллизовался данный минерал, но находятся вне зоны роста кристалла. Данный тип включений может образовываться при залечивании трещины, образовавшейся до окончания роста кристалла или миграции исходного первичного включения по зерну минерала-хозяина.

Первые исследования расплавных включений в минералах кимберлитов были выполнены для трубки Удачная-Восточная (~365 млн. лет.) в 2003-2008 гг. [Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004, 2008]. С 2009 г. начинается интенсивное изучение расплавных включений в минералах кимберлитов из Канады и Южной Африки, а также России [Kamenetsky et al., 2009, 2013, 2014; Mernagh et al., 2011; Giuliani et al., 2012; Abersteiner et al., 2017, 2019, 2020]. Результаты исследований позволили получить принципиально новые данные о составе первичных/примитивных/родительских кимберлитовых расплавов, свидетельствующие о важной роли CO_2 , щелочей, фтора и хлора.

В данной работе при изучении минералогии кимберлитов ВМП рассмотрено около 50 подготовленных образцов (полированные шашки и плоскопараллельные пластинки). были выделены как первичные расплавные включения, наблюдаемые в ядрах зональных шпинелидов основной массы, так и псевдо-вторичные расплавные включения в макрокристаллах оливина.

4.2. Расплавные включения в макрокристаллах оливина

Макрокристаллы оливина представляют собой ядро ксеногенного оливина (фрагмент мантийного ксенолита), которое обросло магматическим оливином (кимберлитовым) [Kamenetsky et al., 2008, 2009б; Brett et al., 2009; Abersteiner et al., 2020, 2022] (Рис. 4. 2.).

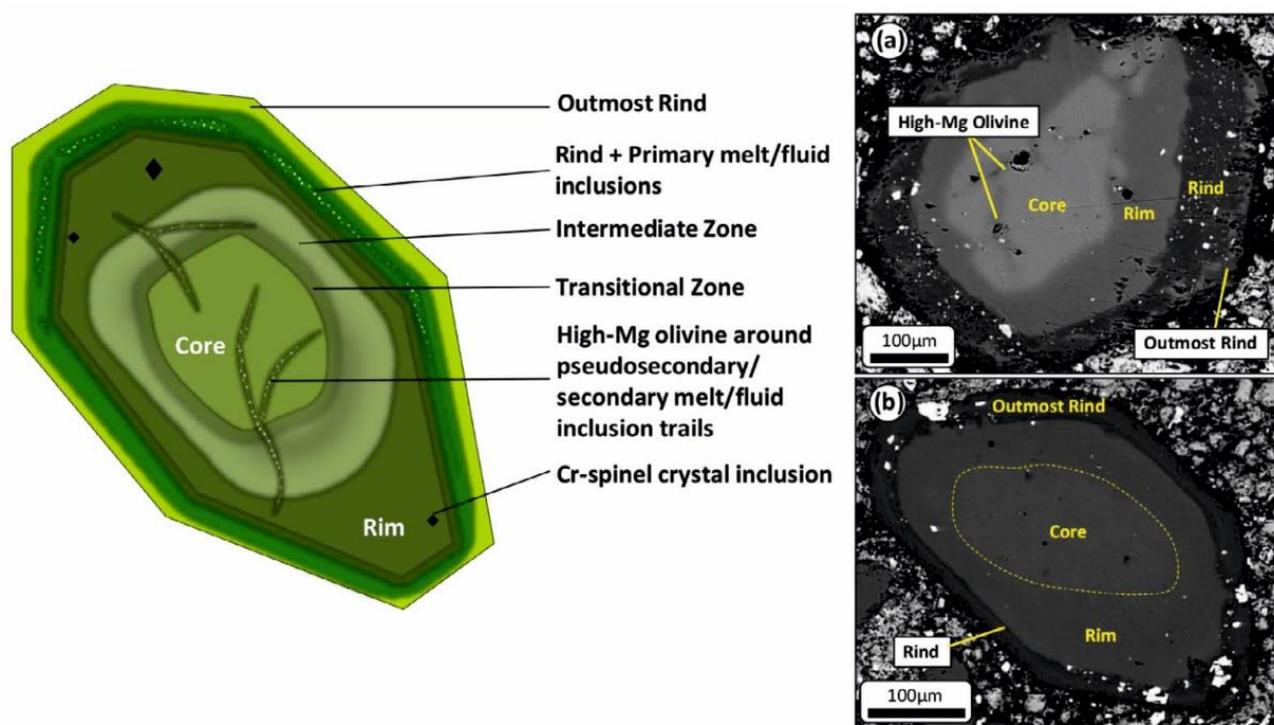


Рис. 4. 2. Схематичное изображение оливина и изображение в отраженных электронах зонального оливина из кимберлитов трубки Марк, Канада [Abersteiner et al., 2022].

Во время подъема зерна ксеногенного оливина растрескиваются в результате декомпрессии. По трещинам проникает транспортирующий кимберлитовый расплав, который в результате залечивания трещин образует цепочки расшнурованных расплавных включений. Затем ксеногенные зерна обрастают каймой магматического оливина. Получившиеся расплавные включения в ядрах макрокристаллов называются псевдо-вторичными (Рис. 4. 2.). Эти включения не имеют генетического отношения к ядрам, но являются первичными (более ранними) по отношению к каймам магматического оливина.

Таким образом, эти псевдо-вторичные расплавные включения являются реликтами родительского кимберлитового расплава, который существовал до начала кристаллизации минералов кимберлитов, наиболее ранним из которых является оливин в каймах. Изучение таких включений дает информацию о составе родительского расплава. Однако макрокристаллы оливина в кимберлитах часто сильно серпентинизированы, в результате чего расплавные включения уничтожаются. В нашей коллекции имеются слабоизмененные кимберлиты из трубки Комсомольская-Магнитная, в которых сохранились макрокристаллы оливина (Рис. 4. 3.), где были обнаружены псевдо-вторичные расплавные включения (Рис. 4. 3 в-г.).

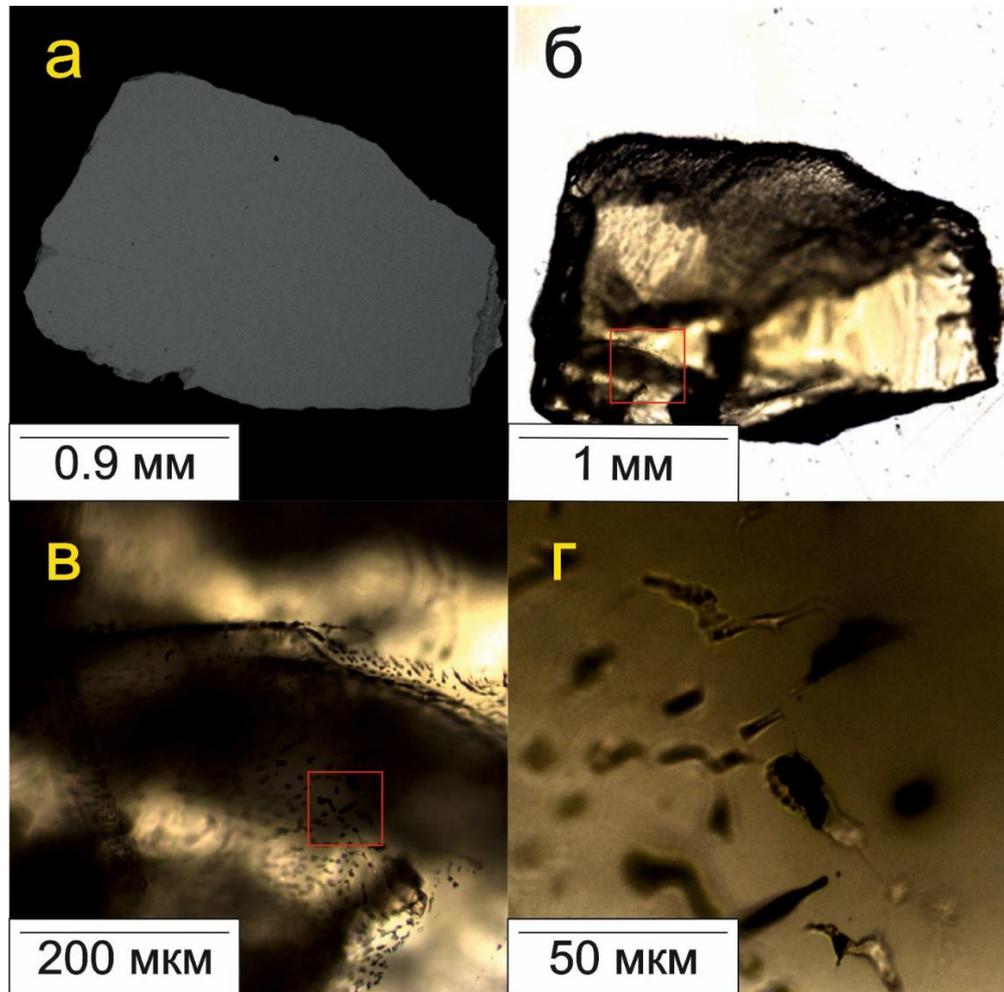


Рис. 4. 3. Зерно макрокристалла оливина (а, б) из трубки Комсомольская- Магнитная, смонтированное в шашку из эпоксидной смолы, с расплавными включениями (в, г). Красным цветом выделена увеличенная область. Изображения в BSE (а) и изображения в проходящем свете (б-г), получено с помощью микроскопа для КРС-спектromетрии (ИЗК СО РАН).

Включения располагаются группами в виде цепочек вдоль микротрещин в минерале-хозяине (олиивине) (Рис. 4. 3 в, г.). Размер таких включений иногда достигает 15-20 мкм, размер фаз во включениях также может достигать 15-20 мкм, для мономинеральных включений, и от 1-3 до 5-10 мкм для полиминеральных расплавных включений. Форма включений различная: округлая, вытянутая, удлинённо-овальная, неправильная, встречается и полуоградённая (Рис. 4. 4.).

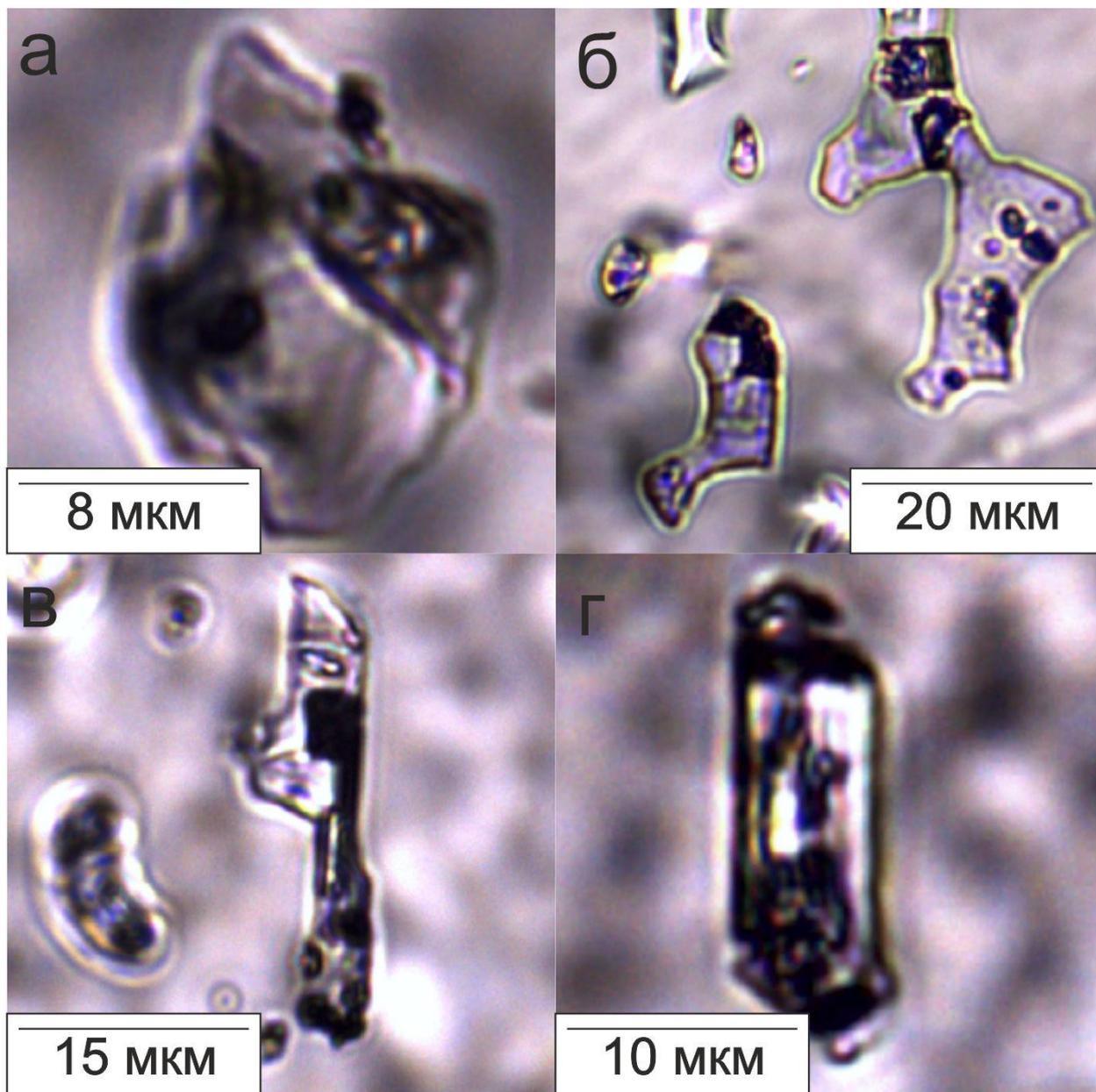


Рис. 4. 4. Типичные формы расплавных включений в олиивине: а–округлая, б–неправильная, в–вытянутая, г–полуоградённая. Изображения в проходящем свете получено с помощью микроскопа для КРС-спектрометрии (ИЗК СО РАН).

Так как включения в большинстве случаев не выведены на поверхность, а располагаются в глубине, внутри минерала хозяина, единственным способом экспрессного определения минерального состава включений, не требующего скрупулёзного, а иногда значительно время затратной пробоподготовки, является метод конфокальной КРС-спектроскопии, позволяющий проводить исследования внутри минерала, путем подбора оптимального фокусного расстояния для определения минеральных фаз.

Кристаллические фазы из включений в макрокристаллах определялись по характеристическим пикам в области колебания анионных группировок в диапазоне от 100 до 1200 см^{-1} , решетка G3. Для идентификации минералов полученные КРС-спектры сравнивались с эталонными спектрами из базы данных RRUFF (<http://rruff.info/>) и литературных источников [Frezotti et al., 2013; Golovin et al., 2017a, 2017b, 2018, 2020; Sharygin et al., 2021].

Среди минеральных фаз в расплавных включениях в макрокристаллах оливина были диагностированы: щелочные карбонаты, карбонаты, сульфато-карбонаты, силикаты, сульфиды (Рис. 4. 5.)

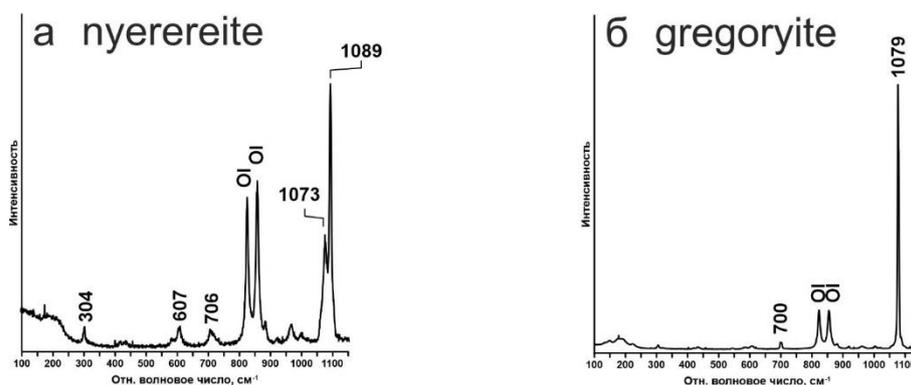


Рис. 4. 5. Представительные КРС- спектры обнаруженных фаз среди псевдо-вторичных расплавных включений в макрокристалле оливина. Цифрами отмечены значения. характерные для данного минерала. Ol – пики минерала хозяина.

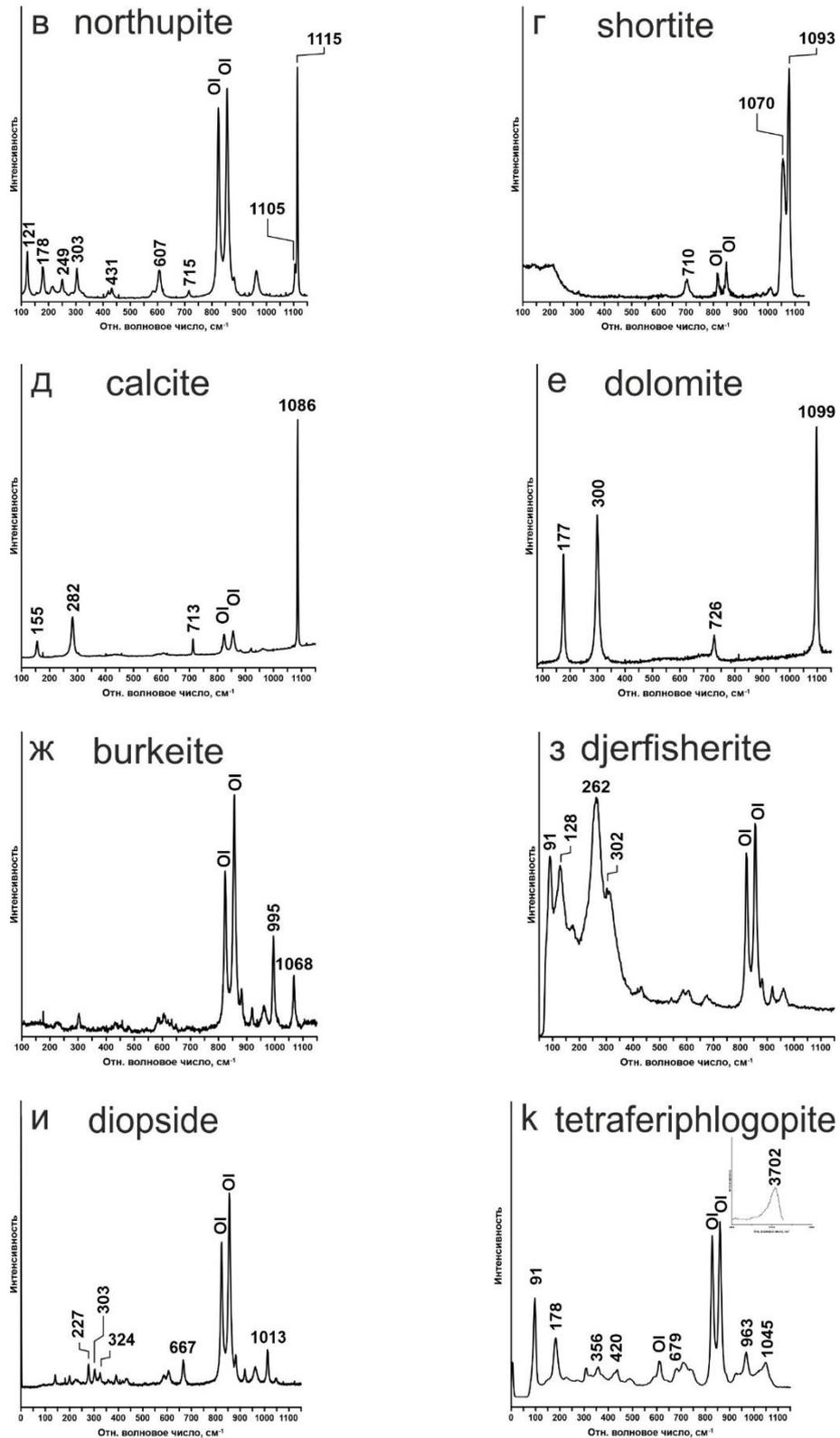


Рис. 4. 5. Продолжение.

Ньеререйт $(\text{Na,K})_2 \text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ имеет острый пик 1084 – 1089 cm^{-1} и пик в области 1072 – 1075 cm^{-1} . Кроме того, встречаются также средние и слабые пики в диапазоне 670 – 730 cm^{-1} , 300 – 305 cm^{-1} , в области 600 cm^{-1} (Рис. 4. 5 а.) [Golovin et al., 2018]

Грегориум $(\text{Na,K})_2\text{CO}_3$ имеет один острый пик в области 1078-1080 cm^{-1} (Рис. 4. 5 б.) [Sharygin et al., 2021].

Нортунум $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$ имеет острые и средние пики в 121, 178, 249, 303, 431, 607, 710-715, 1104 – 1105, 1114 – 1118 cm^{-1} (Рис. 4. 5 в.) [Golovin et al., 2018. RRUFF database].

Шортум $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ характеризуется двумя острыми пиками в области 1070 – 1075 и 1090 – 1094 cm^{-1} (Рис. 4. 5 г.) [Golovin et al., 2017а, 2018].

Кальцит $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ имеет основные пики в следующих диапазонах: острый пик в области 1085-1087 cm^{-1} , средние пики в области 700 – 715 cm^{-1} , 280 – 282 cm^{-1} , 152 – 155 cm^{-1} [RRUFF database] (Рис. 4. 5 д.).

Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ также характеризуется четырьмя отчетливо выделяющимися пиками в области 1096 – 1099 cm^{-1} , 720 – 730 cm^{-1} , 300 – 305 cm^{-1} , 174 – 178 cm^{-1} (Рис. 4. 5 е.) [RRUFF database].

Беркеум $\text{Na}_6(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)_2$ имеет два сильных пика в области 993 – 996 и 1065 - 1068 cm^{-1} и слабые пики в области 450 – 475, 600 – 650 cm^{-1} (рис. 31 ж.) [Golovin et al., 2018].

Джерфшиерит $\text{K}_6\text{Na}(\text{Fe,Ni,Cu})_{25} \text{S}_{26}\text{Cl}$ имеет волнообразные широкие пики в области до 350 cm^{-1} , основными пиками являются 260 – 273 cm^{-1} , 321 – 344 cm^{-1} и несколько пиков в области 90 – 145 cm^{-1} (Рис. 4. 5 з.) [Golovin et al., 2017б].

Дионсид $\text{Ca,Mg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ определён по основным пикам в области 1013, 667, 324, 300 – 303, 267 cm^{-1} (рис. 31 и.) [RRUFF database].

Тетраферифлогонит $\text{K,Mg}_3\text{FeSi}_3\text{O}_{10}(\text{F,Cl,OH})$ имеет сильные пики в области 91 – 92, 178 – 179 cm^{-1} , кроме того средние пики в области 353 – 356 cm^{-1} , 420 – 458 cm^{-1} , 679 – 741 cm^{-1} , на 961- 963 и 1044 cm^{-1} (Рис. 4. 5 г.) и пик в области ОН группы 3700 – 3706 cm^{-1} [Korsakov et al., 2014; Golovin et al., 2018].

Самыми распространёнными минералами среди дочерних фаз расплавных включений являются щелочные карбонаты, в частности ньеререит, обнаруженный почти в каждом изученном включении. Набор минеральных фаз среди расплавных включений в

макрокристалле оливина демонстрирует, наличие щелочей, хлора, CO_2 в расплаве, из которого они были образованы.

Кроме того, в работе [Шарьгин и др., 2021], посвященной исследованию вторичных расплавных включений в оливине ксенолита из трубки Комсомольская-Магнитная, вынесенного с глубины около 200 км, сделано предположение о щелочно-карбонатном составе первичного кимберлитового расплава.

Находки расплавных включений, в которых среди дочерних фаз были диагностированы: ньерерит, шортит, эйтелит, беркеит, афтиталит, свидетельствуют в пользу мантийной природы высоких концентраций щелочей в кимберлитовых расплавах, распространенных в пределах палеозойского цикла кимберлитового магматизма на Сибирском кратоне [Шарьгин и др., 2021].

4.3. Расплавные включения в хромшпинелиде

Минералы основной массы кимберлитов: хромит, перовскит, монтichelлит и апатит сохраняются при вторичных изменениях кимберлитов. Эти минералы часто содержат первичные расплавные включения (Рис. 4. 6.) [Abersteiner et al., 2017, 2019б; Mitchell et al., 2019], представляющее собой реликты кимберлитового расплава.

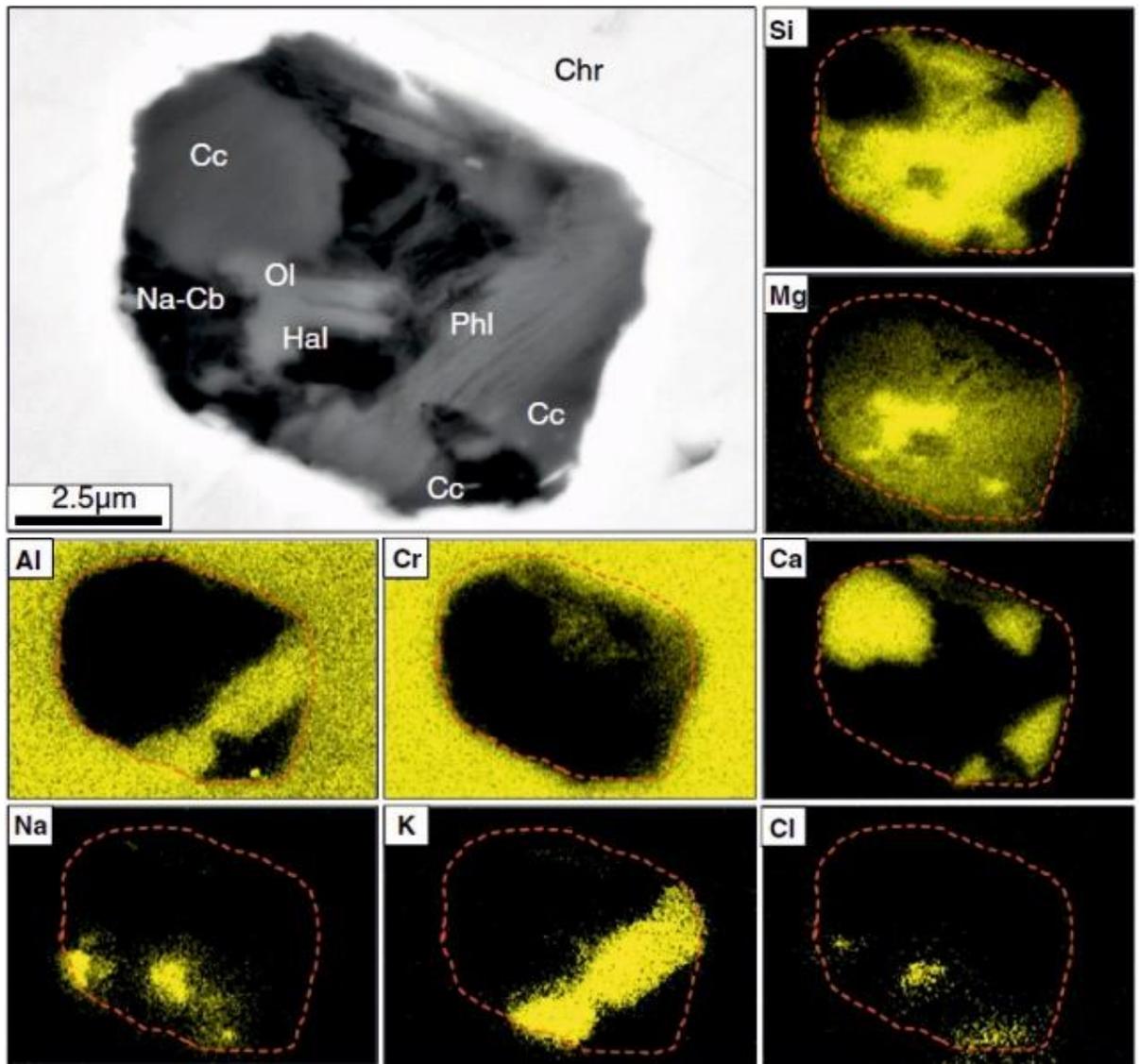


Рис. 4. 6. Изображение в BSE и карты распределения элементов для первичного расплавного (раскристаллизованного) включения, содержащего щелочные карбонаты и хлориды, в хромите (Chr) из кимберлита трубки Венеция (Venetia), ЮАР [Abersteiner et al., 2017]. Дочерние минералы представлены доломитом (Dol), флогопитом (Phl), галитом (Hal), натриевым карбонатом (Na-Cb), оливином (Ol) и кальцитом (Cc).

Эти включения являются основным источником информации о кимберлитовом расплаве в кимберлитах, подвергшихся вторичным изменениям, и позволяют реконструировать эволюцию состава кимберлитового расплава по мере кристаллизации минералов основной массы.

Среди изученных образцов кимберлитов ВМП поликристаллические включения были обнаружены в хромшпинелидах из всех трубок. Нами были детально проанализированы включения из трубки Заполярная. Исследования включений именно в этой трубке, обусловлено их большим количеством. Включения были найдены в 4 из 8 образцов кимберлитов, которые представлены порфировой разновидностью кимберлитов.

Поликристаллические включения обнаружены в магнезиохромите слагающем ядра зональных хромшпинелидов (Рис. 3. 9.). Часто в плоскости полировки наблюдаются группы включений (Рис. 3. 9.). Включения не связаны с какими-либо трещинами/прожилками и, как правило, располагаются неравномерно, редко – вдоль зон роста в магнезиохромите (Рис. 3. 9.). Форма включений разнообразная – изометричная, неправильная, вытянутая, но при этом частично ограниченная. Часто встречаются включения, имеющие хорошо выраженную форму «отрицательного» кристалла (Рис. 4. 7.). Размер отдельных включений на плоскости полировки достигает 30 мкм по вытянутой оси, однако в большинстве случаев не превышает 5-10 мкм. Размер дочерних фаз в расплавных включениях в хромшпинелиде варьирует в широком диапазоне от 0.5 мкм до 5-10 мкм.

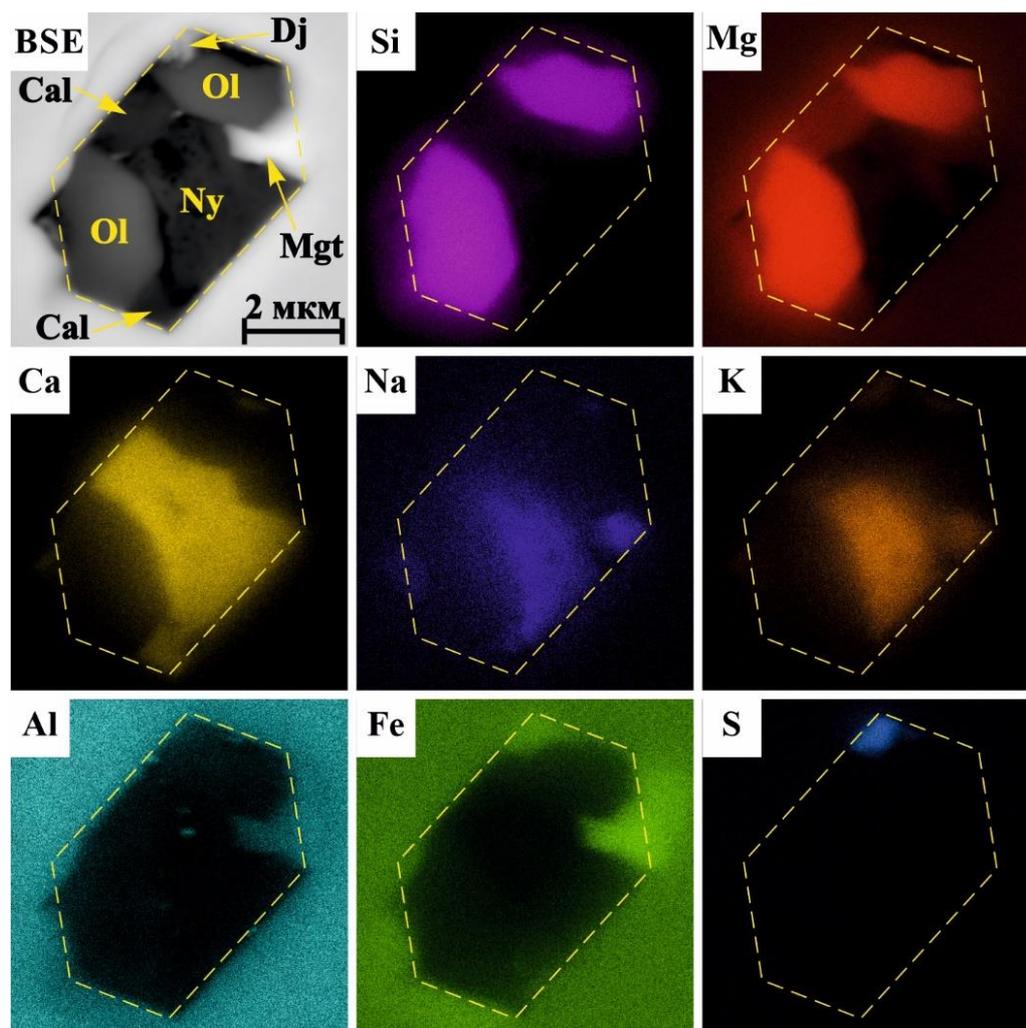


Рис. 4. 7. Индивидуальное, вскрытое поликристаллическое расплавленное включение в магнезиохромите из трубки Заполярная. Изображение в BSE и карты распределения элементов. Cal–кальцит, Ol–оливин, Ny–ньсерерит, Mgt – магнетит, Dj–джерфишерит.

Исследован минеральный состав более 50 поликристаллических включений в магнезиохромите. Размер зерен минералов внутри включений в основном не превышает 3-5 мкм, в редких случаях достигает 10 мкм (Рис. 4. 7.). Небольшой размер зерен затрудняет идентификацию минералов посредством только СЭМ-ЭДС, так как возможно искажение анализа из-за захвата соседних фаз электронным пучком. Одновременное использование СЭМ-ЭДС и конфокальной КРС-спектроскопии позволило определить дочерние минералы на основе совокупности информации об их элементном составе (Рис. 4. 7), и о положении характерных линий на КРС-спектрах (Рис. 4. 8.).

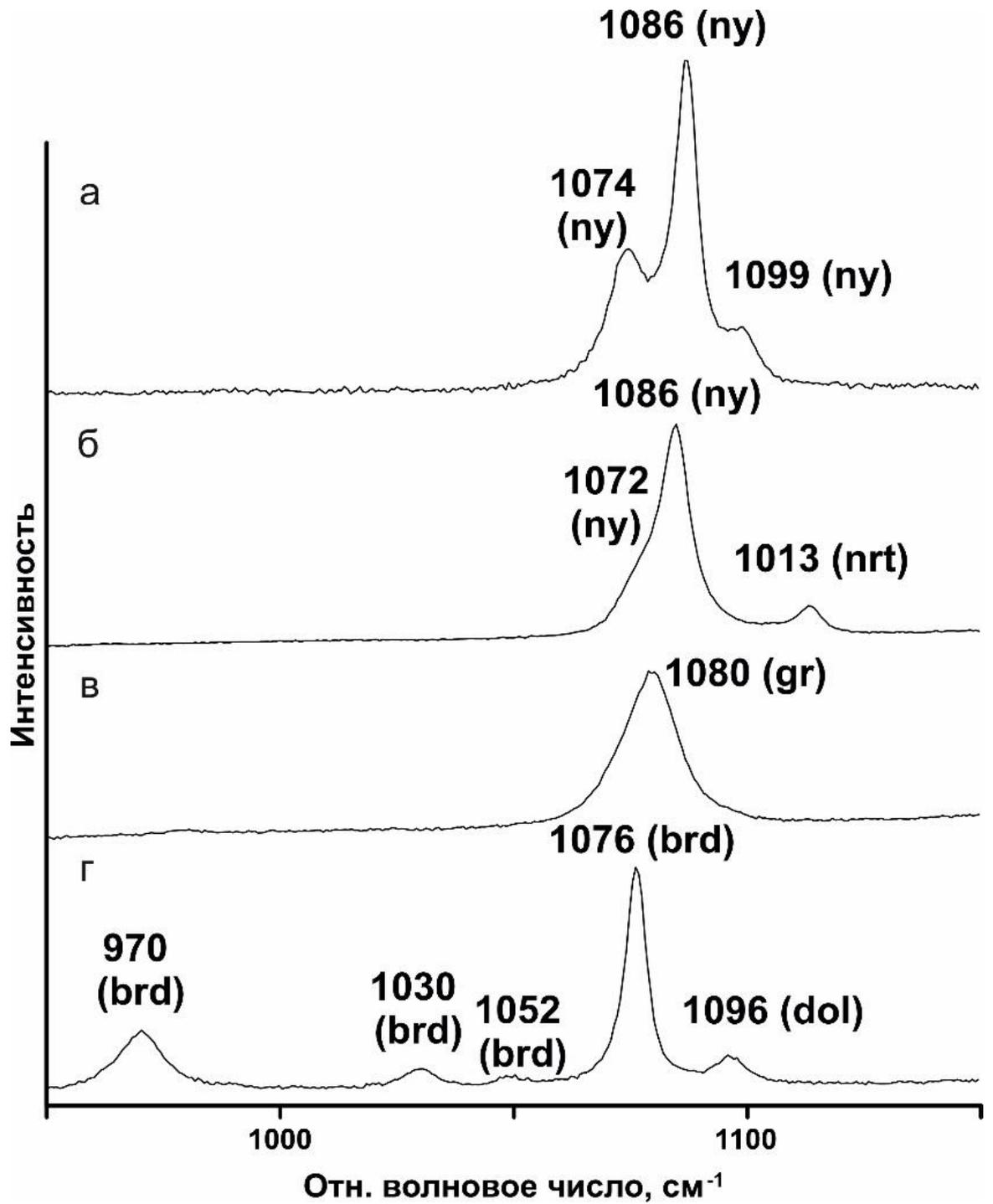


Рис. 4. 8. Представительные КРС-спектры минералов из поликристаллических включениях в магнезиохромите трубки Заполярная: а – ньерерит (ny). б–ньерерит (ny) с пиком нортупита (nrt). в–грегорийт (gr). г–брэдлиит (brd) с пиком доломита (dol).

Среди минералов во включениях были идентифицированы кальцит, доломит, щелочные карбонаты (ньеререит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, грегориит $(\text{Na,K})_2\text{CO}_3$ и нортупит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$), карбонат-фосфат – брэдлиит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$, апатит, флогопит, оливин и магнетит; встречены единичные зерна хлоридов (сильвин и/или галит) и джерфишерита $\text{K}_6(\text{Fe,Cu,Ni})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$.

На картах распределения элементов (Рис. 4. 7.) во включениях наблюдаются фазы с высокими концентрациями кальция и щелочей, в которых отсутствует кремний. Эти фазы представлены щелочными карбонатами.

КРС-спектры Na-K-Ca-карбоната из некоторых включений характеризуются наличием сближенных сильных пиков на $1072\text{-}1075\text{ см}^{-1}$ и на $1084\text{-}1088\text{ см}^{-1}$ (Рис. 4. 8 а.) и слабого пика на $710\text{-}712\text{ см}^{-1}$. Данные моды соответствуют колебаниям карбонат-иона и характерны для ньеререита $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ [Golovin et al., 2017a, 2018]. В других случаях, на КРС-спектрах Na-K-Ca-карбоната присутствуют ассиметричный сильный пик на $1083\text{-}1085\text{ см}^{-1}$ с плечом $\sim 1072\text{-}1073\text{ см}^{-1}$ (Рис. 4. 8 б.) и слабый пик на $710\text{-}711\text{ см}^{-1}$, что также отвечает ньеререиту [Golovin et al., 2017a, 2018]. Количественно измерить состав Na-K-Ca-карбоната не удалось, так как в его ЭДС-спектрах наблюдаются пики элементов от минерала-хозяина и соседних фаз во включении. Однако отношение $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ (ат.%) в этом карбонате, согласно СЭМ-ЭДС анализу, близко 2 при отношении $\text{Na}/\text{K} > 8$ (ат.%), что отвечает стехиометрии ньеререита.

На КРС-спектрах Na-K-карбоната присутствует сильный пик на $1079\text{-}1081\text{ см}^{-1}$ (Рис. 4. 8 в.). что соответствуют грегорииту $(\text{Na,K})_2\text{CO}_3$ [Sharygin et al., 2021]. Этот минерал характеризуется $\text{Na}/\text{K} = 8\text{-}10$ (ат.%) и небольшой примесью кальция.

На некоторых КРС-спектрах щелочных карбонатов проявляется пик на $1112\text{-}1114\text{ см}^{-1}$ (Рис. 4. 8 б.). Данный пик не принадлежит ньеререиту и грегорииту, однако является наиболее интенсивным для нортупита $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$.

Минерал, демонстрирующий одновременное присутствие натрия, магния и фосфора на картах распределения элементов, по КРС-спектрам идентифицируется как

карбонато-фосфат – брэдлиит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$. Сильные пики на 970-971 и 1076-1078 см^{-1} на его КРС-спектрах отвечают колебаниям фосфат-иона и карбонат-иона соответственно (Рис. 4. 8 г.).

Джерфишерит во включениях имеет размер менее 1 мкм, что затрудняет количественный анализ его состава. Однако на картах распределения элементов и ЭДС-спектрах этот сульфид характеризуется присутствием калия, железа, никеля, меди и хлора (Рис. 4. 8.).

На картах распределения элементов во включениях также наблюдаются области совместного нахождения щелочей и хлора, что дает возможность предполагать наличие зерен сильвина и/или галита размером менее 1 мкм.

Поликристаллические включения в хромшпинелиде трубки Заполярная интерпретированы нами как первичные раскристаллизованные расплавные включения. Данный вывод основан на следующем: 1) включения полуогранённые и часто имеют форму «отрицательного» кристалла; 2) включения располагаются незакономерно или декорируют зоны роста в магнезиохромите; 3) включения не соединены прожилками шпинелида, отличного по составу от хромшпинелида-хозяина, как это наблюдалось бы в случае вторичных расплавных включений, располагающихся вдоль залеченных трещин. Кроме того, морфологические характеристики и минеральный состав исследованных включений подобны поликристаллическим включениям в хромшпинелиде из кимберлитов Канады, ЮАР и трубки Удачная-Восточная, которые ранее были отнесены к первичным расплавным включениям [Giuliani et al., 2017; Abersteiner et al., 2017, 2018a, 2018b, 2019, 2020].

Анализ более 50 первичных расплавных включений в магнезиохромите трубки Заполярная показал, что в плоскости полировки наиболее распространёнными дочерними минералами в них являются карбонаты (кальцит, доломит, ньеререит и грегориит). Причем щелочные карбонаты диагностированы практически в каждом вскрытом включении. Силикатные минералы присутствуют в меньшем количестве относительно

карбонатов. Таким образом, результаты исследования свидетельствуют о том, что родительский кимберлитовый расплав трубки Заполярная был обогащён щелочами и CO_2 и, возможно, являлся щелочно-карбонатитовым [Потапов и др., 2022].

Таким образом, наличие первичных и псевдо-вторичных включений щелочно-карбонатитового/карбонатного расплава в оливине и хромшпинелиде из разновозрастных кимберлитов различных регионов мира позволяет распространить модель эволюции состава кимберлитового расплава, изначально предложенной в работах [Kamenetsky et al., 2008, 2013, 2014; Golovin et al., 2018, 2020] для трубки Удачная-Восточная, на кимберлиты мира в целом: кимберлитовый расплав зарождается как щелочно-карбонатитовый, затем при подъеме эволюционирует в область увеличения кремнезёма за счет растворения ксеногенных силикатов, в первую очередь ортопироксена.

4.4. Валовый состав родительского расплава кимберлитов ВМП

Валовый состав расплава заключенный в виде первичных расплавных включений в хромшпинелиде был исследован методом СЭМ-ЭДС путем растеризации электронного пучка по фигурам произвольной формы. Для этого были выбраны около 31 наиболее крупных и представительных включений, затем полученный химический состав был усреднен в мас. %: $\text{SiO}_2 = 9.8$; $\text{TiO}_2 = 4.6$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.3$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 8.1$; $\text{FeO} = 13.2$; $\text{MnO} = 0.6$; $\text{MgO} = 15.2$; $\text{CaO} = 14.7$; $\text{Na}_2\text{O} = 3.5$; $\text{K}_2\text{O} = 3.1$; $\text{BaO} = 0.6$; $\text{SrO} = 0.4$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 1.0$; $\text{SO}_3 = 0.5$; $\text{Cl} = 0.1$. Содержания по TiO_2 , Cr_2O_3 , MgO и FeO могут быть завышены в связи с захватом минерала-хозяина (хромшпинелида) во время съемки. Таким образом, родительский расплав трубки Заполярная характеризуется низким содержанием кремнезема, что свидетельствует о его карбонатитовом составе, и высокими содержаниями – натрия и калия. Отмечено что количество $\text{Na} > \text{K}$. Тем самым родительский расплав кимберлитов имеет натровый уклон.

4.5. Выводы к главе 4

По результатам исследований первичных расплавных включений в хромшпинелидах, а также псевдо-вторичных расплавных включений в макрокристаллах оливина, показано присутствие среди дочерних минеральных фаз в расплавных включениях щелочных карбонатов, карбонатов, фосфатов, сульфатов, силикатов, оксидов и сульфидов, среди которых самыми распространёнными фазами являются щелочные карбонаты. Наличие данного набора минералов среди дочерних фаз в расплавных включениях как в макрокристаллах оливина, так и хромшпинелидах основной массы, указывают на обогащённый щелочами, хлором и CO_2 родительский расплав кимберлитов ВМП.

ГЛАВА 5. ДЖЕРФИШЕРИТ В КИМБЕРЛИТАХ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ

Как говорилось ранее среди минералов основной массы кимберлитов, а также среди минералов ксенолитов трубки Комсомольская-Магнитная был обнаружен сульфид - джерфишерит. Целью данной главы является сопоставить полученные в ходе данного исследования данные с уже имеющимися работами по джерфишериту. В этой главе не будет проведено большого исторического экскурса по исследованию данного минерала в кимберлитах, а будет акцентировано внимание только на находках джерфишерита в кимберлитах ВМП.

5.1. Джерфишерит в мантийных ксенолитах ВМП

Джерфишерит располагается в интерстициях породообразующих минералов ксенолитов (оливин. пироксен), и формирует агрегаты разного размерного ряда от 20 мкм до 400 мкм в диаметре. Всего джерфишерит был обнаружен в 5 образцах ксенолитов (АКМ 45_О; АКМ 11_1; АКМ_14; АКМ_19). Ниже будет дана краткая характеристика каждого исследуемого образца.

Образец мантийного ксенолита АКМ 45_О. содержит зерна оливина ($Mg\#=92.6$), граната (G9), пироксена и характеризуется как лерцолит [Dymshits et al., 2020a]. Джерфишерит обладает здесь наибольшим размером и располагается в интерстициях породообразующего оливина и пироксена. Размер таких интерстиции может достигать до 400 мкм (рис 5. 1). Ассоциация джерфишерит в интерстициях оливина содержит: пентландит, халькопирит, магнетит, гетит, магнезиохромит, магнезиоферрит, перовскит, монтичеллит, флогопит и серпентин, последний является результатом изменения оливина. Ассоциация джерфишерита и пироксена содержит: шпинелиды (магнезиохромит,

магнезиоферрит). апатит и серпентин. Также джерфишерит встречается в виде кристаллических включений в оливине ксенолита размером от 5 до 10 мкм. В данном образце, в интерстициях оливина обнаружена полисульфидная глобула размером до 150 мкм, округло-овальной формы, которая сложена магнетитом и пентладитом, по периферии которого располагается джерфишерит.

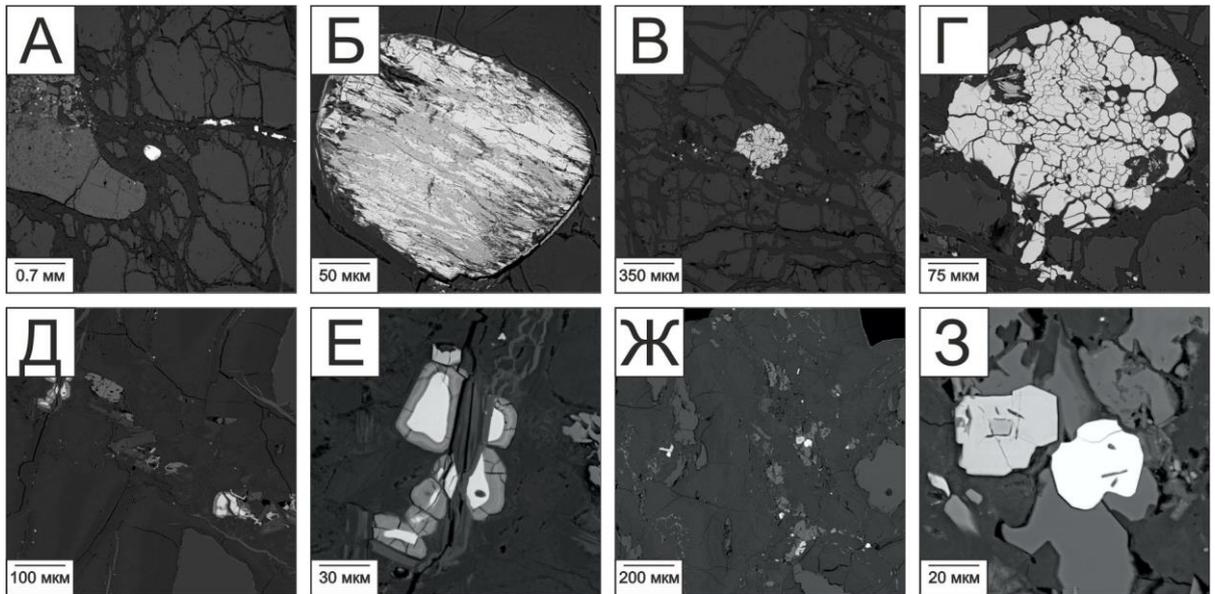


Рис. 5. 1. Формы проявления джерфишерита в мантийных ксенолитах кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная. Изображения в BSE.

Химический состав джерфишерита интерстициях оливина варьирует в следующих пределах: K = 8.64–9.13; Na = 0.00–0.24; Fe = 34.77–40.38; Ni = 11.62–18.66; Co = 0.00–0.67; Cu = 1.63–3.35; S = 31.06–32.31; Cl = 1.02–1.33 (6 зерен, 17 измерений)

Джерфишерит в интерстициях пироксена имеет следующий состав: K = 8.92–8.99; Na = 0.00; Fe = 38.30–38.64; Ni = 13.64–13.79; Co = 0.49–0.54; Cu = 2.66–2.82; S = 31.55–31.69; Cl = 1.21–1.24 (1 зерно, 3 измерения).

Химический состав джерфишерита включения в оливине ксенолита: K = 9.14–9.19; Na = 0.00–0.41; Fe = 40.39–40.98; Ni = 10.55–11.39; Co = 0.34–0.43; Cu = 1.81–2.34; S = 31.61–31.67; Cl = 1.24–1.27 (2 зерна, 2 измерения).

Химический состав одного измерения джерфишерита каймы вокруг полисульфидной глобулы (взаимного срастания магнетит и пентландита) имеет следующий состав: K = 9.07; Na = 0.00; Fe = 39.63; Ni = 13.22; Co = 0.36; Cu = 1.60; S = 32.05; Cl = 1.25.

АКМ 11_1 представлен гарцбургитом, сложенным оливином, гранатом (G10). Джерфишерит располагается в интерстициях оливина. Типичная ассоциация включает: хлорит/флогопит/биотит, магнезиоферрит/магнетит, серпентин, пентландит, апатит, монтчеллит и кальцит. Размер джерфишерита не превышает 60 мкм. Также в этом образце был встречен джерфишерит, вокруг которого образуется железоникелевая кайма.

Химический состав джерфишерит имеет вариации состава в следующем диапазоне: K = 8.73–9.28; Na = 0.00–0.25; Fe = 37.96–41.36; Ni = 10.22–14.15; Co = 0.43–1.06; Cu = 1.72–4.12; S = 30.99–33.14; Cl = 1.20–1.36 (9 зерен, 16 измерений).

АКМ_14 представлен гарцбургитом, содержащим оливин ($Mg\#=92.4$), гранат (G10) и ортопироксен [Dymshits et al., 2020a]. Джерфишерит располагается в интерстициях оливина, в ассоциации с магнезиоферритом, магнезиохромитом, монтчеллитом, флогопитом. Зерна джерфишерита в основном полуограненные, либо округлые, однако встречаются зерна неправильной морфологии. Кроме того, в этом образце джерфишерит встречен в составе включений в оливине в ассоциации с монтчеллитом, апатитом и магнезиоферритом.

Химический состав джерфишерит из интерстиций имеет вариации состава в следующем диапазоне: K = 8.72–9.63; Na = 0.00–0.27; Fe = 37.85–43.03; Ni = 10.63–15.54; Co = 0.49–0.90; Cu = 1.04–1.43; S = 31.19–34.49; Cl = 1.20–1.40 (9 зерен, 16 измерений)

Химический состав джерфишерита включения в оливине ксенолита: K = 8.90–8.97; Na = 0.00–0.33; Fe = 37.08–37.73; Ni = 13.57–16.26; Co = 0.59–0.93; Cu = 1.31–3.79; S = 31.85–32.16; Cl = 1.22–1.31 (2 зерна, 5 измерений)

В образце АКМ_19, который представлен лерцолитом. породообразующими минералами являются: оливин, гранат (G9), клинопироксен. Джерфишерит располагается

в интерстициях оливина совместно с магнезиоферритом, магнетитом, монтчеллитом, перовскитом, кальцитом, серпентином, биотитом, флогопитом, хлоритом. Размер джерфишерита может достигать 200 мкм. Зерна имеют округлую, вытянутую и неправильную форму. Химический состав джерфишерит из интерстиций имеет вариации состава в следующем диапазоне: K = 8.64–9.33; Na = 0.00–0.24; Fe = 38.47–41.58; Ni = 11.27–14.67; Co = 0.47–1.03; Cu = 0.00–3.04; S = 30.68–33.17; Cl = 1.28–1.37 (20 зерен. 34 измерения).

5.2. Джерфишерит среди минералов основной массы ВМП

Джерфишерит в основной массе кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная. детально описан в предыдущей главе 3. Химический состав джерфишерита изученного в рамках данного исследования представлен следующими вариациями состава: K = 8.04–9.69; Na = 0.00–0.29; Fe = 31.73–44.95; Ni = 3.63–12.79; Co = 0.47–0.99; Cu = 1.81–10.31; S = 27.61–34.80; Cl = 1.06–1.41.

5.3. Происхождение джерфишерита

Как показывают экспериментальные исследования в системе K-Fe-Ni-S-Cl, температура кристаллизации джерфишерита оценивается в 350 – 650 °C при атмосферном давлении [Clarke, 1979]. В работе [Горбачев, Некрасов, 1980] проведен синтез джерфишерита и расвумита при температуре 470 °C и давлении около 1000 атм. Синтетический джерфишерит был также получен при температуре 950°C, в результате сплавления KFeS, KCl, Fe и S в отношении 5:1:20:16 [Golovin et al., 20176].

Оценка условий кристаллизации джерфишерита среди интерстиции, во флогопит-шпинелевом лерцолите трубки Удачная-Восточная показала температуру в 520 – 630 °C

[Sharygin et al., 2007]. В более ранней работе, [Головин, 2004] указывал температуру кристаллизации джерфишерита, из ксенолита шпинелевого лерцолита трубки Удачная-Восточная, в интервале температур от 700 до 900 °С. Температура уравнивания минералов ксенолита шпинелевого гарцбургита трубки Бултфонтейн (Кимберли, ЮАР) в котором присутствовал джерфишерит, показала значения 664 – 727 °С [Giuliani et al., 2013].

В неизменных кимберлитах трубки Удачная-Восточная, джерфишерит является позднемагматическим минералом, кристаллизовавшимся в приповерхностных условиях, после микрофенокристов оливина и кальцита при температуре <750 °С [Головин и др., 2007; Sharygin et al., 2007]. Термометрические исследования расплавных включений в оливине, содержащем джерфишерит в виде дочерней фазы, показывают температуру гомогенизации включений, а, следовательно, температуру кристаллизации джерфишерита в 660-800 °С [Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004].

Кроме того, джерфишерит был обнаружен в виде сульфидных включений в алмазе [Добровольская и др., 1975; Буланова и др., 1980, 1990; Зедгенизов и др., 1998; Hunt et al., 2012; Logvinova et al., 2015]. Этот факт указывает на устойчивость джерфишерита в условиях кристаллизации алмаза, где температура выше гораздо выше 350 °С. Однако экспериментальные исследования джерфишерита в поле стабильности алмаза (600-1200 °С и давлении около 30000 атм.) показало, что джерфишерит разлагается на К-сульфиды, не содержащие Cl в интервале температур от 600 до 800 °С, либо полностью отсутствует при 1200 °С [Sharygin et al., 2016]. Все эти факты указывают на возможную температуру кристаллизации джерфишерита от 350 °С до 950 °С. .

Находки джерфишерита в различных проявлениях (включения в алмазе, расплавные включения в мантийных ксенолитах, интерстиции мантийных ксенолитов, расплавные включения в магматических минералах кимберлитов, среди минералов основной массы) указывают на явную взаимосвязь генезиса джерфишерита и кимберлитового расплава [Шарыгин и др., 2012].

Образование джерфишерита, в виде отдельных зерен в интерстициях ксенолитов и расплавных включений в породообразующих минералах ксенолитов, происходила из кимберлитового расплава, взаимодействовавшего с ксенолитами [Шарыгин и др., 2012]. Данный вывод говорит о прямой кристаллизации джерфишерита из кимберлитового расплава, что подтверждают работы [Bragagni et al., 2018; Abersteiner et al., 2019]. Находки джерфишерита: 1) в составе магматических минералов основной массы кимберлитов Удачная-Восточная, КМ, Зимняя, Интернациональная, Дружба, Муза, Обнаженная, Второгодница – Сибирский кратона [Азарова и др., 2017; Головин и др., 2004, Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Шарыгин и др., 2003, 2011, 2012; Sharygin et al., 2008; Kamenetsky et al., 2004; 2008, 2009, 2012, 2014; Golovin et al., 2017a, 2017b;], Элвин Бей, Лак Де Гра, Коала, Лесли – Слейв кратон [Clarke et al., 1994; Abersteiner et al., 2018, 2019a; Chakhmouradian, Mitchell, 2001; Kamenetsky et al., 2013], Ниилосоу, Трубка 1 – Карельский кратон [Азарова и др., 2017; Abersteiner et al., 2018]; 2) в виде расплавных включений в магматических минералах кимберлитах разных регионов и кратонов мира [Головин и др., 2004, 2007; Потапов и др., 2022; Шарыгин и др., 2021; Abersteiner et al., 2019, 2021; Bragagni et al., 2017; Giuliani et al., 2012, 2013, 2014; Golovin et al., 2017a, 2017b, 2018, 2020; Kamenetsky et al., 2004, 2013, 2014, Mernagh et al., 2011; Rezvuhin et al., 2020; Sharygin et al., 2021;]; - свидетельствуют о кристаллизации джерфишерита из кимберлитового расплава.

Образование джерфишерита по периферии сульфидных обособлений (пирротин ± пентландит ± халькопирит) происходила за счет их замещения в результате реакции с кимберлитовым расплавом [Шарыгин и др., 2012].

Тем самым представлено две модели образования джерфишерита: прямая кристаллизация из кимберлитовых расплавов и второй путь, результат взаимодействия ранее образованных сульфидных минералов с кимберлитовым расплавом.

5.4. Петрологические следствия

Джерфишерит – сложный калий-хлорсодержащий сульфид, впервые был диагностирован в метеоритах [Fuchs, 1966], а затем и в кимберлитах [Добровольская и др., 1975]. В составе основной массы, как позднемагматический минерал, джерфишерит впервые установлен в кимберлитах Элвин Бей и кимберлитах поля Лак Де Гра (Кратон Слэйв, Канада) [Clarke et al., 1994; Chakmouradian et al., 2001].

Сам факт идентификации джерфишерита как позднемагматического минерала свидетельствует о присутствии щелочей и хлора в родительских кимберлитовых расплавах.

Находки джерфишерита в ассоциации с щелочными минералами и в расплавных включениях в оливине из ксенолита деформированного перидотита [Golovin et al., 2018] с глубин 180-230 км говорят и вовсе об обогащении первичных кимберлитовых расплавов щелочами и хлором.

Кроме того, факт нахождения единственной в мире ассоциации щелочных минералов (карбонатов, сульфатов и джерфишерита) в основной массе неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная, свидетельствуют о том, что кимберлиты данной трубки, наиболее приближены к составу исходных кимберлитовых расплавов. В работе [Корулова et al., 2016] авторы утверждают, что присутствие щелочей и хлора в кимберлитах трубки Удачная-Восточная, связано с развитием соленосных отложений. Однако джерфишерит ранее был диагностирован в основной массе кимберлитах Куйокского поля [Шарыгин и др., 2011], и в первичных расплавных включениях в хромшпинелидах основной массы трубки Заполярная, в ассоциации с щелочными и щелочно-хлорсодержащими карбонатами [Потапов и др., 2022]. Эти поля располагаются вне развития соленосных отложений, вмещающими породами служат докембрийские и кембрийские известняки.

Присутствие джерфишерита в составе основной массы кимберлитов России, Канады, Гренландии, ЮАР и Финляндии однозначно указывают на обогащении щелочами и хлором кимберлитовых расплавов, даже при условии того, что в основной массе кимберлитов отсутствуют уникальные ассоциации щелочных минералов характерных для кимберлитов трубки Удачная-Восточная.

Тем самым, джерфишерит в кимберлитах – прямой индикатор обогащения кимберлитовых расплавов щелочами и хлором, последний в свою очередь, является важным компонентом значительной части кимберлитовых расплавов [Шарыгин и др., 2012].

5.5. Выводы к главе 5

Джерфишерит в кимберлитах ВМП поля обнаружен в трех проявлениях: 1- среди интерстиций в породообразующих минералах в ксенолитах мантийных пород; 2 – среди включений (кристаллических и расплавных) как в минералах кимберлитов и ксенолитов; 3 – среди магматических минералов основной массы.

Проведены исследования и доказано, что джерфишерит является позднемагматическим минералом кимберлитов, характерным для наименее серпентинизированных кимберлитов, в целом, и трубки Комсомольская-Магнитная (ВМП) в частности.

Установлено, что джерфишерит в кимберлитах ВМП образуется на заключительных этапах магматической кристаллизации, после зерен монтчеллита, апатита и флогопита.

Показано, что джерфишерит является индикаторным минералом, свидетельствующим о присутствии щелочей и хлора в кимберлитовых (первичном/примитивном/родительском) расплавах, как в кимберлитах ВМП поля (Комсомольская-Магнитная, Заполярная), так и кимберлитах мира.

ГЛАВА 6. ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ГЕНЕРАЦИИ ПЕРВИЧНОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА

Как говорилось ранее, кимберлитовые расплавы образуются на глубинах более 150 км, а их первичный состав имеет щелочно-карбонатитовую природу [Golovin, Kamenetsky, 2023]. Экспериментальные исследования при высоких давлениях показали что содержание SiO_2 в кимберлитовых расплавах <5 мас. % [Sharygin et al., 2013, 2015], что противоречит более ранним парадигмам о более высоком содержании SiO_2 в кимберлитовых расплавах (до 35 мас. %) [Le Roex et al., 2003; Kopylova et al., 2007; Nielsen and Sand, 2008; Kjarsgaard et al., 2009; Sparks et al., 2009].

Поднимаясь к поверхности, кимберлитовые расплавы неизбежно захватывают с собой фрагменты мантийных и коровых пород, которые называют ксенолитами. Одиночные зерна ксенолитов называют ксенокристаллами или ксенокристами. Ксенокристы образуются путем разрушения ксенолитов. Оценивая глубину, на которой был захвачен ксенолит и/или ксенокристалл, можно установить глубину кимберлитового расплава, на которой он был контаминирован ксенолитом. Для такой оценки были проведены исследования ксенокристаллов клинопироксена из концентрата тяжелой фракции кимберлита и мантийных ксенолитов (лерцолитов и перидотитов) трубки Комсомольская-Магнитная [Dymshits et al., 2020 а, б]. На основе химического состава клинопироксенов были оценены температуры и давления и реконструирован термальный режим для литосферной мантии под трубкой Комсомольская-Магнитная, Верхнемунского поля, в момент внедрения кимберлитовой магмы данной трубки.

Расчет палеогеотермы выполнен с использованием программы FITPLOT [Mather et al., 2011]. Для подбора параметров были использованы данные по мощности и теплогенерации коры Сибирского кратона, а также оценки давлений и температур для кристаллов клинопироксена. Для оценки P-T параметров ксенокристаллов

клинопироксена был использован термобарометр, предложенный [Nimis, Taylor, 2000]. Отбраковка зерен клинопироксена, которые не могут быть использованы для мономинеральной термобарометрии, осуществлялась с учетом фильтров, описанных в работе [Ziberna et al., 2016]. Отсеивались образцы, которые не удовлетворяли следующим требованиям: 1) сумма оксидов < 99 и > 101 мас. %; 2) сумма катионов в интервале значений 3.98–4.02 (формулы рассчитаны на 6 атомов кислорода); 3) в мас. %: $0.5 < Cr_2O_3 < 2.25$, $0.7 < Al_2O_3 < 4$, $Al_2O_3 > 12.175 - 0.6375 \cdot MgO$; 4) $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ в интервале 0.1–0.65; 5) $aCr/Cr\# > 0.011$, где $aCr = Cr - 0.81 \cdot (Na+K) \cdot Cr/(Cr+Al)$. После применения фильтров остались 188 из 323 проанализированных зерен клинопироксена, которые были пригодны для расчета давлений и температур.

По результатам реконструкции мантийной палеогеотермы под трубкой Комсомольская-Магнитная было получено, что тепловой поток, которому соответствует мантийная палеогеотерма, равен 35 мВ/м^2 , толщина литосферной мантии – 229 км. Основная масса РТ точек хорошо согласует с рассчитанной палеогеотермой. Небольшое отклонение в большую сторону наблюдается для перидотитов, показывающих давление в области выше 5.5 ГПа, где наблюдается разброс по температуре около 150°C . В эту область попадают деформированные перидотиты, для которых давления могут варьировать в зависимости от выбранного барометра (от 5.5 до 7.5 ГПа), и оцениваются очень высокие температуры $> 1300^\circ\text{C}$, что хорошо согласуется с существующими моделями образования таких пород. А именно, помимо ошибки термобарометрии, отклонение образцов в области основания литосферной мантии от полученной геотермы в сторону более высоких температур может быть связано с прогревом данного участка под действием термального процесса, в том числе, вероятно, связанного с кимберлитовым магматизмом.

Результирующая граница литосферы и астеносферы, полученная путем пересечения реконструированной мантийной палеогеотермы и мантийной адиабаты, находится на отметке почти 230 км. Наиболее глубинные ксенокристаллы из нашей

выборки были захвачены с глубин 210 км (Рис. 6. 1.), а ксенолиты с глубин около 220 км (рис. 6. 2.).

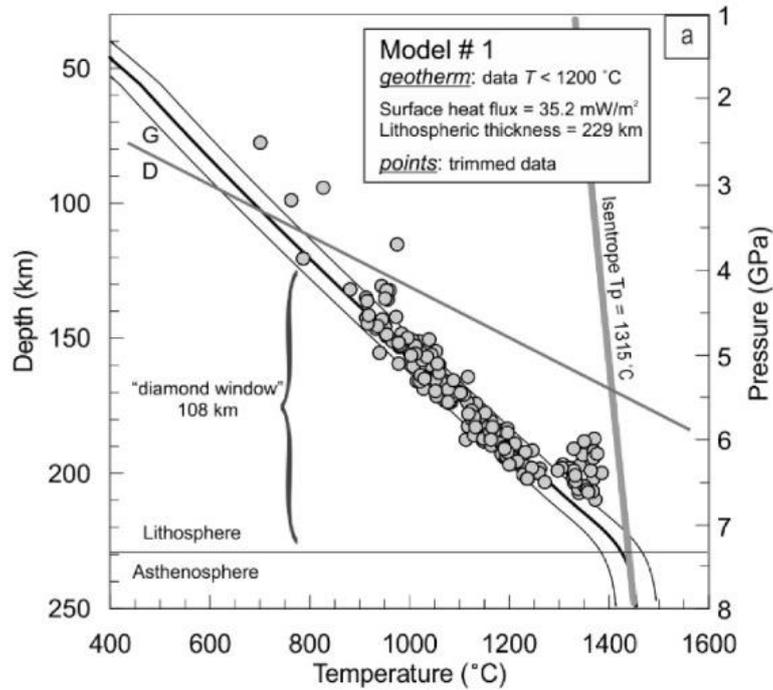


Рис. 6. 1. Оценки P и T, для ксенокристаллов клинопироксена трубки Комсомольская-Магнитная и мантийной палеогеотермы, рассчитанной с помощью программы FITPLOT. Переход гарфит (G) – алмаз (D).

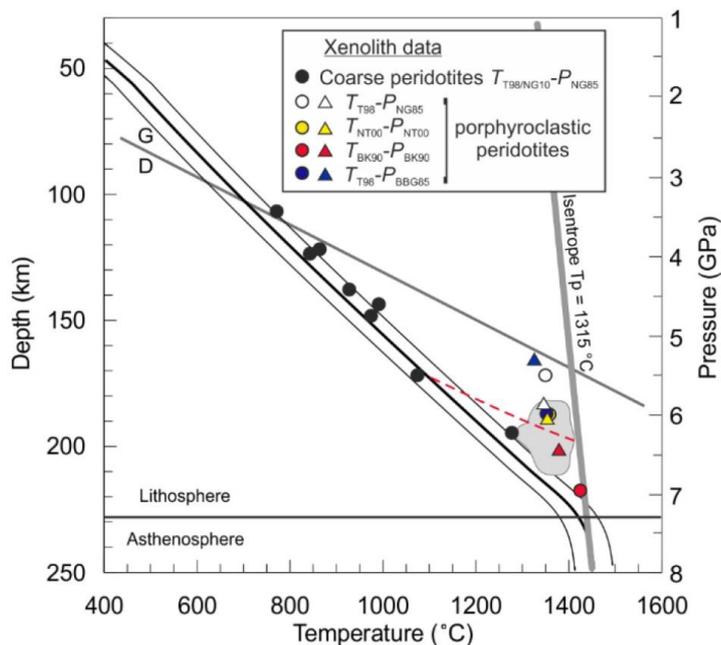


Рис. 6. 2. Сравнение палеогеотермы, рассчитанной по данным ксенокристаллов клинопироксена в программе FITPLOT (Рис. 6. 1), и оценок P-T для ксенолитов трубки

Комсомольская-Магнитная. Серое поле – скопление ксенокристаллов высокотемпературного клинопироксена из рисунка 6. 1.

Тем самым с уверенностью можно говорить, что глубина генерации первичного кимберлитового расплава трубки Комсомольская-Магнитная, была больше 220 км. Температура минерального равновесия породообразующих силикатов образца ксенолита (АКМ 42п) (клинопироксен (Cpx), ортопироксен (Opx), гранат (Grt), оливин(Ol)), указывает на значения $T = 1346^{\circ}\text{C}$ [Dymshits et al., 2020б], что позволяет предположить, что глубина генерации первичного кимберлитового расплава трубки Комсомольская-Магнитная была больше 220 км, а температура более 1400°C .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе приведены данные исследования минералогии и петрологии алмазоносных кимберлитов Верхнемунского поля (ВМП), представленные трубками Комсомольская-Магнитная, Новинка, Заполярная, Поисковая и Деймос. Анализ результатов проведенных исследований кимберлитов позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Изучение первичных включений расплава в ядерных частях шпинелидов (магнезиохромит) показало, что родительские кимберлитовые расплавы имели щелочно-карбонатитовый состав. Ассоциация дочерних минералов в расплавных включениях состоит из тонкокристаллического агрегата, в которых преобладают карбонаты и щелочные карбонаты.

2. Идентификация дочерних фаз в расплавных включениях в макрокристаллах оливина, показала постоянное наличие щелочных карбонатов в каждом изученном включении, среди которых наиболее часто встречается ньерерит.

3. Джерфишерит основной массы диагностирован в наименее серпентинизированных кимберлитах, в ассоциации с монтichelлитом. Именно монтichelлитовые кимберлиты содержат большое количество реликтового оливина, который наблюдается в ядерных частях макрокристаллов.

4. Установлено, что зерна ксенокристаллов клинопироксена выносились кимберлитовой магмой с глубин более 220 км, при этом температура их кристаллизации была более 1400°C, что соответствует глубине и температуре генерации первичного кимберлитового расплава трубки Комсомольская-Магнитная.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азарова Н. С., Бовкун А. В., Варламов Д. А. Джерфишерит из кимберлитов Верхне-Мунского поля (Якутия) // XXIII Всероссийская научная конференция "Уральская минералогическая школа" 2017, посвященная 120-летию со дня рождения А. Г. Бетехтина. ООО Универсальная Типография "Альфа Принт". Екатеринбург. 2017. С. 14–15.
2. Азарова Н.С., Бовкун А.В., Гаранин В.К., Варламов Д.А., Хонг Х.Л. Оксидные минералы кимберлитов Каави (Финляндия) // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5.
3. Амосова А. А., Пантеева С. В., Татаринов В. В., Чубаров В. М., Финкельштейн А. Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19. № 2. С. 130–138.
4. Амшинский А. Н., Останькович Н. А. Структуры распада в пикроильменитах из кимберлитов Верхне-Мунского поля // Минералы ультраосновных парагенезисов в кимберлитах и условия их образования. Новосибирск. 1988. С. 78–85.
5. Благулькина В. А., Тарновская А. Н. О перовските из кимберлитов Якутии // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1975. Ч. 104. Вып. 6. С. 703–710.
6. Бобриевич А. П. Алмазы Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 160 с.
7. Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.
8. Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 192 с.
9. Богатиков О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А., Кудрявцева Г. П., Васильева Е. Р., Вержак В. В., Веричева Е. М., Парсаданян К. С., Посухова Т. В. Архангельская

алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: МГУ, 1999. 524 с.

10. Богатиков О. А., Кононова В. А., Голубева Ю. Ю., Зинчук Н. Н., Илупин И. П., Ротман А. Я., Левский Л. К., Овчинникова Г. В., Кондрашов И. А. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.

11. Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Недра, 1976. 244 с.

12. Брахфогель Ф. Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. 126 с.

13. Брахфогель Ф. Ф., Зайцев А. И., Шамшина Э. А. Возраст кимберлитовых магматитов. Основа прогнозирования алмазоносных территорий // Отечественная геология. 1997. №7. С. 20–24.

14. Буланова Г. П., Шестакова О. Е., Лескова Н. В. Джерфишерит в сульфидных включениях из алмаза // Доклады Академии Наук СССР. 1980. Т. 255. № 2. С. 430–433.

15. Буланова Г. П., Специус З. В., Лескова Н. В. Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск: Наука, 1990. 120 с

16. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 371 с.

17. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 с.

18. Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Киселев А.И. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты – ультраосновная формация древних платформ. Новосибирск: Наука, 1990. 264 с.

19. Википедия [Электронный ресурс]. Режим доступа: [https://ru.wikipedia.org/wiki/Кимберлитовая трубка](https://ru.wikipedia.org/wiki/Кимберлитовая_трубка).

20. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. Ильменит из кимберлитов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 240 с.
21. Гаранин В. К., Крот А. Н., Кудрявцева Г. П. Сульфидные включения в минералах из кимберлитов. Ч. 2. М.: Изд-во Моск. у-та, 1988. 176 с.
22. Гаранин В. К. Введение в минералогию алмазных месторождений. М.: МГУ, 1989. 200с.
23. Гаранин В. К., Бовкун А. В., Гаранин К. В., Ротман А. Я., Серов И. В. Микрористаллические оксиды из кимберлитов России. Москва: ГЕОС, 2009. 498 с.
24. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических. геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
25. Головин А. В., Шарыгин В. В., Похиленко Н. П., Мальковец В. Г., Колесов Б. А., Соболев Н. В. Вторичные включения расплава в оливине неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 388. № 3. С. 369–372.
26. Головин А. В. Особенности эволюции расплавов при кристаллизации кимберлитов (трубка Удачная-Восточная, Якутия) и базанитов (трубка Беле, Хакасия) по данным изучения расплавных включений // Диссертация на соискание ученой степени к.г. –м.н., на правах рукописи. ИМП СО РАН. Новосибирск, 2004. 240 с.
27. Головин А. В., Шарыгин В. В., Похиленко Н. П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 178–195.
28. Горбачев Н. С., Некрасов И. Я. Особенности образования синтетических и природных сульфидов калия // Минералогия. 1980. Т. 251. № 3. С. 682–688.

29. Дистлер В. В., Илупин И. П., Лапутина И. П. Глубинные сульфиды кимберлитов и некоторые особенности медно-никелевого рудообразования // Известия Академии Наук СССР. 1987. № 4. С. 78–87.
30. Добровольская М. Г., Цепин А. И., Илупин И. П., Пономаренко А. И. Джерфишерит из кимберлитов Якутии // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975. С. 3–11.
31. Донская Т. В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизма Сибирского кратона // Диссертация на соискание ученой степени д.г.-м.н., на правах рукописи. ИЗК СО РАН. Иркутск. 2019. 410 с.
32. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 300с.
33. Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные по соотношению изотопов свинца и урана в цирконах // Доклады Академии Наук СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175–179.
34. Зазекало М. Ю., Специус З. В., Тарских О. В. Новые данные о вещественном составе кимберлитовых трубок Верхне-Мунского поля // Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях». Мирный: Издательство ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 162–169.
35. Зайцев А. И., Смелов А. П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010. 105 с.
36. Занкович Н. С., Зазекало М. Ю. Новые данные по петрографии кимберлитов трубки Новинка Верхнемунского поля // Тезисы докладов Международного симпозиума «Эволюция континентальной литосферы. происхождение алмазов и их месторождений». Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2005. С. 37.

37. Занкович Н. С., Рудакова Г. Н. Новые данные по петрографии кимберлитов трубок Верхне-Мунского поля (Якутия) // Геология алмаза - настоящее и будущее. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. С. 824–847.
38. Занкович Н.С., Зазекало М.Ю. Структурные типы кимберлитов трубок Заполярная, Деймос, Поисковая Верхнемунского поля // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы–50). Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ. 2004. С. 143–146.
39. Зедгенизов Д. А., Логвинова А. М., Шацкий В. С., Соболев Н. В. Включения в микроалмазах из некоторых кимберлитовых трубок Якутии // Доклады Академии Наук. 1998. Т. 359. № 1. С. 74–78.
40. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов. Москва: Недра, 2000. 538 с.
41. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.
42. Зинчук Н. Н., Лисковая Л. В. Вторичные минералы основной массы кимберлитов Якутии // Геология алмаза: настоящее и будущее. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. С. 824–847.
43. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
44. Илупин И. П., Ваганов В. И., Прокопчук Б. И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.
45. Интерфакс [Электронный ресурс]. Режим доступа <http://www.interfax.ru/business/235642>.
46. Колганов В. Ф., Акишев А. Н., Дроздов А. В. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. Мирный: Мирнинское городская типография, 2013. 568 с.

47. Комаров А.Н., Илупин И. П. Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода треков // Геохимия. 1990. № 3. С. 365–372.
48. Константинов К. М., Шарыгин И. С., Хороших М. С., Антонова Т. А., Потапов С. В. Палеомагнитное датирование кимберлитовых тел Верхнемунского месторождения алмаза (Якутская алмазоносная провинция) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2020. Выпуск. 18. С. 162–164.
49. Корнилова В. П., Никишов К. Н. Взаимоотношения и природа разновидностей кимберлитовых пород, в трубках Новинка и Заполярная // Геология петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Якутск. 1976. С. 122–130.
50. Корнилова В. П., Никишов К. Н., Ковальский В. В., Зольников Г. В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. М.: Наука, 1983. 161 с.
51. Костровицкий С. И. Геохимические особенности минералов из кимберлитов. Новосибирск: Наука, 1986. 236 с.
52. Костровицкий С. И., Морикио Т., Серов И. В., Ротман А. Я. О происхождении кимберлитов (анализ изотопно-геохимических данных) // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 399. № 2. С. 236–240.
53. Костровицкий С. И., Морикио Т., Серов И. В., Яковлев Д. А., Амиржанов А. А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350–371.
54. Костровицкий С. И., Алымова Н. В., Яковлев Д. А. Кимберлиты и мегакристая ассоциация минералов, Sr-Nd систематика // Изотопные системы и время геологических процессов. – СПб.: ИП Каталкина, 2009а. Т. 1. С. 260–261.
55. Костровицкий С.И., Травин А.В., Алымова Н.В., Яковлев Д.А. Мегакристы флогопита из кимберлитов, Ag-Ag возрастные определения // Изотопные системы и время геологических процессов. – СПб.: ИП Каталкина, 2009б. Т. 1. С. 263–265.

56. Костровицкий С. И., Специус З. В., Яковлев Д. А., Фон-дер-Флаасс Г. С., Суворова Л. Ф., Богущ И. Н. Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мирный. 2015. 480 с.
57. Костровицкий С. И., Яковлев Д. А. Кимберлиты Якутской кимберлитовой провинции (состав и генезис). Новосибирск: СО РАН, 2022. 468 с.
58. Кривonos В. Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 41–51.
59. Лаврентьев Ю. Г., Карманов Н. С., Усова Л. В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.
60. Лазько Е. Е. Минералы, спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979. 192 с.
61. Левченков О. А., Гайдамако И. М., Левский Л. К. U-Pb-возраст циркона из кимберлитовых трубок Мир и 325 лет Якутии // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 2. С. 233–235.
62. Манаков А. В. Вещественные модели верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции // Вестник ВГУ. 2001. №11. С. 46–54.
63. Маркшинцев В. К., Мигалкин К. Н., Николаев Н. С., Барашков Ю. П. Неизменный кимберлит трубки «Удачная-Восточная» // ДАН СССР. 1976. Т. 231. № 4. С. 961–964.
64. Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. 160 с.
65. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции М.: Недра, 1974. 238 с.
66. Милашев В. А. Структуры кимберлитовых полей. Недра. Ленингр. Отд-ние. 1979.
67. Мокшанцев К. Б., Еловских В. В., Ковальский В. В., Штех Г. И., Адамов С. Д., Браxfогель Ф. Ф., Голубева Т. В., Зимин Л. А. Структурный контроль проявления

кимберлитового магматизма на северо-востоке сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974. 101 с.

68. Никишов К. Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 1984. 199с.

69. Отчет независимых экспертов о запасах и ресурсах месторождений алмазов группы компаний «Алроса». 2016.

70. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. Изд. 2-е. М.: Наука, 1984. 170 с.

71. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 204 с.

72. Плечов П. Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. М.: «Издательство КДУ», 2014. 268с.

73. Потапов С. В., Шарыгин И. С., Константинов К. М., Данилов Б. С., Щербаков Ю. Д., Летников Ф. А. Расплавные включения в хромшпинелидах кимберлитов трубки Заполярная (Верхнемунское поле. Сибирский кратон) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 504. №. 1. С. 46–51.

74. Похиленко Н. П. Минералы ультраосновных парагенезисов в кимберлитах и условия их образования: Сб. науч. трудов. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. 93 с.

75. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.

76. Розен О. М., Серенко В. П., Специус З. В., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона. особенности состава верхней и нижней коры //Геология и геофизика. 2002. Т. 43. №. 1. С. 3–26.

77. Розен О. М., Левский Л. К., Журавлев Д. З., Специус З. В.,Макеев А. Ф., Зинчук Н. Н., Манаков А. В., Серенко В. П., Состав и возраст нижней коры северо-востока

Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. № 4. С. 18–28.

78. Розен О. М., Соловьев А. В., Журавлев Д. З. Термальная эволюция северо-востока сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна скважин // Физика земли. 2009. № 10. С. 79–96.

79. Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 2. С. 420–423

80. Серов И. В. Минералогические и петролого-генетические характеристики кимберлитовых и родственных пород Якутской алмазоносной провинции. Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н., на правах рукописи. МГУ. 2002. 281 с.

81. Смирнов Г. И. Протомагматическая стадия минералообразования в кимберлитах // Геология и геофизика. 1970. № 12. С. 14–21.

82. Соболев В. С. Избранные труды. Петрология верхней мантии и происхождение алмазов. Новосибирск: Наука, 1989. 252 с.

83. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.

84. Соболев Н. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрогенетической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

85. Соловьева Л. В., Баранкевич В. Г., Завьялова Л. Л., Липская В. И. Метасоматические изменения в магнезиально-железистых эклогитах из трубки «Удачная» // Доклады Академии Наук СССР. 1988. Т. 303. № 6. С. 1450–1454.

86. Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.

87. Специус З. В., Буланова Г. П., Лескова Н. В. Джерфишерит и его генезис в кимберлитовых породах // Доклады Академии Наук СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 199–202.

88. Тарасов А. А., Головин А. В., Шарыгин И. С. Щелочесодержащие минералы из расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки Бултфонтейн (Кратон Каапвааль): Свидетельства высоких концентраций щелочей в кимберлитовых расплавах // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13 (4). 2022.
89. Тарских О. В., Специус З. В. Сравнительные особенности состава гранатов из кимберлитов трубок Алакит-Мархинского и Верхнемунского полей (Якутия) // Актуальные проблемы и тенденции развития Якутии на современном этапе. М.: Спутник+, 2007. С. 214–217.
90. Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 288 с.
91. Фефелов Н. Н., Костровицкий С. И., Заруднева Н. В. Изотопный состав Рb в кимберлитах России // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 11. С. 102–107.
92. Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М.: Наука, 1968. 198 с.
93. Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1978. 136 с.
94. Харьков А. Д., Квасница В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. Киев: Наук. Думка, 1989. 184 с.
95. Харьков А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов В. А., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. М.: Недра, 1991. 304 с.
96. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 349 с.
97. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра. 1998. 555 с.
98. Хмельков А. М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск: АРТА, 2008. 256 с.

99. Хороших М. С., Потапов С. В., Константинов К. М., Шарыгин И. С., Фахретдинов Э. А., Киргуев А. А. Магнитоминералогические исследования кимберлитов Верхнемунского поля (Якутская алмазоносная провинция) // Структура литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 11-16 мая 2021 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 275–277.

100. Шарыгин В. В., Головин А. В., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Джерфишерит в неизмененных кимберлитах трубки Удачная-Восточная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 390. № 2. С. 242–246.

101. Шарыгин И. С., Головин А. В., Похиленко Н. П. Джерфишерит в кимберлитах Куойкского поля как индикатор обогащения хлором кимберлитовых расплавов // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 436. № 6. С. 820–826.

102. Шарыгин И. С., Головин А. В., Похиленко Н. П. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. Якутия: проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 321–340.

103. Шарыгин И. С. Акцессорные минералы ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов Удачная-Восточная (Якутия): происхождение и петрогенетическое значение. Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н., на правах рукописи. ИГМ СО РАН. 2014. 248 с.

104. Шарыгин И. С., Головин А. В., Дымшиц А. М., Калугин А. Д., Соловьев К. А., Мальковец В. Г., Похиленко Н. П. Реликты щелочно-карбонатного состава расплава в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле, Якутия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 161–167.

105. Шахрудина Н. К., Тарских О. В. Методика оконтуривания кимберлитовых полей с применением ГИС- технологий (на примере Якутской алмазоносной провинции) // Наука и образование. 2017. № 4. С. 29–36.

106. Яковлев Д. А., Костровицкий С. И., Алымова Н. В., Серов В. Л., Иванов А. С. Особенности минералогии кимберлитов из Верхне-Мунского поля (Якутия) // Происхождение магматических пород Т. 2. Апатиты.: Издательство Кольского научного центра РАН, 2005. С. 292–294.
107. Яковлев Д. А., Костровицкий С. И., Суворова Л. Ф. Минералы основной массы кимберлитов из трубок Верхне-Мунского поля // Третья Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск. 2006. С. 45–50.
108. Яковлев Д. А. Вещественный состав кимберлитов Верхнемунского поля (Якутия). Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н., на правах рукописи. ИГХ СО РАН. 2007. 159 с.
109. Яковлев Д. А., Костровицкий С. И., Алымова Н. В. Особенности вещественного состава кимберлитов Верхнемунского поля (Якутия) // Известия СО РАН. Геология. поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск. 2009. С. 111–119.
110. Abersteiner A., Giuliani A., Kamenetsky V. S., Phillips D. Petrographic and melt-inclusion constraints on the petrogenesis of a magmaclast from the Venetia kimberlite cluster. South Africa // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 331–341.
111. Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Pearson D.G., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Rodeman T. Monticellite in group I kimberlites: Implications for evolution of parental melts and post-emplacement CO₂ degassing // *Chemical Geology*. 2018a. V. 478. P. 76–88.
112. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Rodemann T. Significance of halogens (F, Cl) in kimberlite melts: Insight from mineralogy and melt inclusion in the Roger pipe (Ekati, Canada) // *Chemical Geology*. 2018b. V. 478. P. 148–163.
113. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Goemann K., Golovin A.V., Sharygin I.S., Giuliani A., Rodemann T., Spetsius Z. V., Kamenetsky M. Djerfisherite in kimberlites and their xenoliths: implications for kimberlite melt evolution // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2019a.

114. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Goemann K., Giuliani A., Howarth G. H., Castillo-Oliver M., Thompson J., Kamenetsky M., Cherry A. Composition and emplacement of the Benfontein kimberlite sill complex (Kimberley, South Africa): Textural, petrographic and melt inclusion constraints // *Lithos*. 2019. V. 324-325. P. 297–314.
115. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Goemann K., Kjarsgaard B. A., Fedortchouk Y., Ehring K., Kamenetsky M. Evolution of kimberlite magmas in the crust: A case study of groundmass and mineral-hosted inclusions in the Mark kimberlite (Lac de Gras, Canada) // *Lithos*. 2020. V. 372-373. P. 105690.
116. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Golovin A., Goemann K., Ehring K. Dissolution of mantle orthopyroxene in kimberlitic melts: Petrographic, geochemical and melt inclusion constraints from an orthopyroxenite xenolith from the Udachnaya-East kimberlite (Siberian Craton, Russia) // *Lithos*. 2021. V. 398–399.
117. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Goemann K., Golovin A., Kamenetsky M. Olivine in kimberlites: Magma evolution from deep mantle to eruptions // *Journal of Petrology*. 2022. V. 63. P. 1–32.
118. Ashchepkov I. V., Ivanov A. S., Kostrovitsky S. I., Vavilov M. A., Babushkina S. A., Vladykin N. V., Tychkov N. S., Medvedev N. S. Mantle terranes of the Siberian Craton: Their interaction with plume melts based on thermobarometry and geochemistry of mantle xenocrysts // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. Issue 2. P. 197–245.
119. Ashchepkov I., Medvedev N., Vladykin N., Ivanov I., Downes H. Thermobarometry and geochemistry of mantle xenoliths from Zapolyarnaya pipe, Upper Muna field, Yakutia: Implications for mantle layering, interaction with plume melts and diamond grade // *Minerals*. 2020. V. 10. №. 9. P. 755.
120. Aulbach S., Griffin W. L., Pearson N. J., O'Reilly S. Y., Kivi K., Doyle B. D. Mantle formation and evolution, Slave Craton: constraints from HSE abundances and Re, Os isotope systematics of sulfide inclusions in mantle xenocrysts // *Chemical Geology*. 2004. V. 208. P. 61–99.

121. Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. No. 12. P. 2279–2302.
122. Beard A. D., Downes H., Hegner E., Sablukov S. M., Vetrin V. R., Balogh K. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and mellilithes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 130. № 3-4. P. 288–303.
123. Bellot-Gurlet L., Neff D., Reguer S., Monnier J., Saheb M., Dilmann P. Raman studies of corrosion layers formed on archaeological in various media // *Journal of Nano Research*. 2009. V. 8. P. 147–156.
124. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of spinel supergroup // *European Journal of Mineralogy*. 2019. V. 31. No. 1. P. 183–192.
125. Bragagni A., Luguët A., Fonseca R. O. C., Pearson D. G., Lorand J. P., Nowell G. M., Kjarsgaard B. A. The geological record of base metal sulfides in the cratonic mantle: A microscale 187Os/188Os study of peridotite xenoliths from Somerset Island. Rae Craton (Canada) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 2016. P. 264–285.
126. Brett R. C., Russel J. K., Moss S. Origin on olivine in kimberlite: Phenocryst or impostor? // *Lithos*. 2009. V. 112s. P. 201–212.
127. Chakhmouradian A. R., Mitchell R. H. Three compositional varieties of perovskite from kimberlites of the Lac de Gras field (Northwest Territories, Canada) // *Mineralogical Magazine*. 2001. V. 65. No. 1. P. 133–148.
128. Chakhmouradian A. R., Reguir E. P., Kamenetsky V. S., Sharygin V. V., Golovin A. V. Trace-element partitioning in perovskite: Implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle derived undersaturated rocks // *Chemical Geology*. 2013. V. 353. P. 112–131.
129. Chalapathi Rao N. V., Lehmann D. Kimberlites, flood basalts and mantle plumes: New insight from the Deccan Large igneous Province // *Earth-Sciences Reviews*. 2011. V. 107. P. 315–324.

130. Clarke D. B., Pe G. G., Mackay R. M., Gill K.R., O'Hara M. J., Gard J. A. A new potassium-iron-nickel sulfide from a nodule in kimberlite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 1977. № 35. P. 421–428.
131. Clarke D. B., Boyd F. R., Meyer H. O. A. Synthesis of nickeloan djerfisherites and the origin of potassic sulphides at the Frank Smith mine // *The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics. Proc. Second Int. Kimberlite Conf. Washington D. C.:1979. P. 300–308.*
132. Clarke D. B., Mitchell R. H., Chapman C. A. T., Mackay R. M. Occurrence and origin of djerfisherite from the Elwin Bay kimberlite. Somerset Island. Northwest Territories // *Canadian Mineralogist*. 1994. V. 32. № 4. P. 815–823.
133. Clifford T. N. Tectono-metallogenic units and metallogenic province of Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 1. P. 421–434.
134. Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Research*. 2020. V. 348. P. 105869.
135. Dymshits A., Sharygin I., Liu Z., Korolev N., Malkovets V., Alifirova T., Yakovlev I., Xu Y-G. Oxidation state of the lithospheric mantle beneath Komsomolskaya-Magnitnaya Kimberlite Pipe, Upper Muna field, Siberian Craton // *Minerals*. 2020a. V. 10. №. 9. P. 740.
136. Dymshits A. M., Sharygin I. S., Malkovets V. G., Yakovlev I. A., Gibsher A. A., Alifirova T. A., Vorobei S. S., Potapov S. V., Garanin V. K. Thermal state, thickness and composition of the lithospheric mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) constrained by clinopyroxene xenocrysts and comparison with Daldyn and Mirny Fields // *Minerals*. 2020b. V. 10. №. 6. P. 549.
137. Edgar A. D., Arima M., Baldwin D. K., Bell D. R., Shee S. R., Michael E., Skinner W., Walker E. C. High-pressure-high-temperature melting experiments on a SiO₂-poor aphanitic kimberlite from Wesselton mine, Kimberley, South Africa // *American Mineralogist*. 1988. V. 73. P. 524–533.

138. Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry and Petrology. 2019. V. 15. № 6.
139. Foley S. F., Yaxley G. M., Kjarsgaard B. A. Kimberlites from Source to Surface: Insight from Experiments // Elements. V. 15. № 6. P. 393–398.
140. Frezotti M-L. Silicate-melt inclusion in magmatic rocks: applications to petrology // Lithos. 2001. V. 55. P. 273–299.
141. Frezotti M L., Tecce F. T., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012 V.112. P. 1–20.
142. Fuchs L. H. Djerfisherite, alkali cooper iron sulfide: a new mineral from enstatite chondrites // Science. 1966. V. 153 (3732). P. 166–167.
143. Giuliani A., Kamenetsky V. S., Phillips D., Kendrick M. A., Wyatt B. A., Goemann K. Nature of alkali-carbonate fluids in the sub-continental lithospheric mantle // Geology. 2012. –V. 40. № 11. P. 967–970.
144. Giuliani A., Kamenetsky V. S., Kendrick M. A., Phillips D., Goemann K. Nickel-rich metasomatism of the lithospheric mantle by pre-kimberlitic alkali-S-Cl-rich C-O-H fluids // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 165. P. 155–171.
145. Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V. S., Kendrick M. A., Wyatt B.A., Goemann K., Hutchinson G. Petrogenesis of Mantle Polymict Breccias: Insights into Mantle Processes Coeval with Kimberlite Magmatism // Journal of Petrology. 2014. V. 55 .P. 831–858.
146. Giuliani A., Soltys A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Maas R., Goemann K., Woodhead J. D., Drysdale R. N., Griffin W. L. The final stages of kimberlite petrogenesis: Petrography, mineral chemistry, melt inclusions and Sr-C-O isotope geochemistry of the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // Chemical Geology. 2016. V. 455. P. 342–356.
147. Giuliani A., Pearson D. G. Kimberlites: from deep earth to diamond mines // Elements. 2019. V. 15. № 6. P. 377–380.

148. Giuliani A., Pearson D. G., Soltys A., Dalton H., Phillips D., Foley S. F., Lim E., Goemann K., Griffin W. L., Mitchell R. H. Kimberlite genesis from a common carbonate-rich primary melt modified by lithospheric mantle assimilation // *Science Advances*. 2020. V. 6.
149. Golovin A. V., Sharygin. V. V., Pokhilenko. N. P. Melt inclusions in olivine phenocrysts in unaltered kimberlites from the Udachnaya-East pipe, Yakutia: some aspects of kimberlite magma evolution during late crystallization stages // *Petrology*. 2007. V.15. P. 168–183.
150. Golovin A. V., Sharygin I. S., Korsakov A. V. Origin of alkaline carbonates in kimberlites of the Siberian craton: Evidence from melt inclusion in the mantle olivine of the Udachnaya-East pipe // *Chemical Geology*. 2017a. V. 455. P. 357–375.
151. Golovin A. V., Goryanov S. V., Kokh S.N., Sharygin I. S., Rashchenko S.V., Kokh K. A., Sokol E. V., Devyatiyarova A. S. The application of Raman spectroscopy to djerfisherite identification // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2017b. V. 48. P. 1574–1582.
152. Golovin A. V., Sharygin I. S., Kamenetsky V. S., Korsakov A. V., Yaxley G. M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // *Chemical Geology*. 2018. V. 483. P. 261–274.
153. Golovin A. V., Sharygin I. S., Korsakov A. V., Kamenetsky V. S., Abersteiner A. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. P. 1849–1867.
154. Golovin A. V., Tarasov A. A., Agasheva E. A. Mineral Assemblage of Olivine-Hosted Melt Inclusions in a Mantle Xenolith from the V. Grib Kimberlite Pipe: Direct Evidence for the Presence of an Alkali-Rich Carbonate Melt in the Mantle Beneath the Baltic Super-Craton // *Minerals*. 2023a. V. 13(5). P. 645.
155. Golovin A. V., Kamenetsky V. S. Compositions of Kimberlite Melts: A Review of Melt Inclusions in Kimberlite Minerals // *Petrology*. 2023b. V. 31. P. 143–178.

156. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. V. 310. P. 1–35.
157. Govorov I., Blagodareva N., Kiryukhina N., Khar'kiv A., Shcheglov A. Primary potassium minerals in deep-seated eclogites of Yakutia // *International Geology Review*. 1984. V. 26. P. 1290–1294.
158. Haggerty S. E. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 122. P. 57–69.
159. Hunt L., Stachel T., McCandless T. E., Armstrong J., Muelenbachs K. Diamonds and their mineral inclusions from the Renard kimberlites in Quebec // *Lithos*. 2012. V. 142-143. P. 267–284.
160. Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Kamenetsky V. S., Maas R., Danyushevsky L. V., Thomas R., Pokhilenko N. P., Sobolev N. V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*. 2004. V. 32. № 10. P. 845–848.
161. Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Golovin A. V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V. V., Kuzmin D. V. Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, Compositions and Origins // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. № 4. P. 823–839.
162. Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Golovin A. V., Sharygin V. V., Pokhilenko N. P., Sobolev N. V. Can pyroxenes be liquidus minerals in the kimberlite magma? // *Lithos*. 2009a. V. 112. P. 213–222.
163. Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Weiss Y., Navon O., Nielsen T. F. D., Mernagh T. P. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // *Lithos*. 2009b. V. 112. P. 334–346.
164. Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Golovin A. V., Sharygin V. V., Maas R. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): A petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 173–186.

165. Kamenetsky V. S., Grutter H., Kamenetsky M. B., Goemann K. Parental carbonatitic melt of the Koala kimberlite (Canada): Constraints from melt inclusions in olivine and Cr-spinel, and groundmass carbonate // *Chemical Geology*. 2013. V. 353. P. 96–111.
166. Kamenetsky V. S., Golovin A. V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M. B., Weiss Y. Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 139. P. 145–167.
167. Kampata D. M., Nixon P. H., Salemink J., Demaiffe D. Monticellite in the Gwena kimberlite (Shaba, Zaire): evidence of late-magmatic crystallization // *Mineralogical Magazine*. 58 (392). P. 496–501.
168. Kjasgaard B. A., Pearson D. G., Tappe S., Nowell G. M., Dowal D. P. Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: Comparisons to a global database and applications to the parent magma problem // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 236–248.
169. Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M. Searching for parental kimberlite melt // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 3616–3629.
170. Kopylova M. G., Gaudet M., Kostrovitsky S. I., Polozov A. G., Yakovlev D. A. Origin of salts and alkali carbonates in the Udachnaya East kimberlite: Insights from petrography of kimberlite phases and their carbonate and evaporite xenoliths // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2016. V. 327. P. 116–134.
171. Korsakov A. V., Golovin. A. V., Sharygin. I. S. Raman spectroscopic study of mica from ultra-fresh Udachnaya-East kimberlites. In: *Proc. GeoRaman XI*. St Louis. USA. 2014 pp. 141.
172. Kostrovitsky S. I., Solov'eva L. V., Yakovlev D. A., Suvorova L. F., Sandimirova G. P., Travin A. V., Yudin D. S. Kimberlites and Megacrystic Suite: Isotope-Geochemical Studies // *Petrology*. 2013. V. 21. № 2. P. 127–144.
173. Lepekhina E., Rotman A., Antonov A., Sergeev S. SIMS SHRIMP U-Pb Dating of Perovskite from Kimberlites of the Siberian Platform (Verhnemunskoe and Alakite-

Marhinskoe Fields) // International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. vol. 9. Oct. 2008a

174. Lepekina E., Rotman A., Antonov A., Sergeev S. SHRIMP U-Pb zircon ages of Yakutian kimberlite pipes // International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. vol. 9. Oct. 2008b.

175. Le Roex A. P., Bell D. R., Davis P. Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: Evidence from bulk-rock geochemistry // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 2261–2286.

176. Lewis H. C. Papers and Notes on the Genesis and Matrix of the Diamond. Longmans, Green, and Company. 1897.

177. Logvinova A. M., Wirth R., Fedorova E. N., Sobolev N. V. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // European Journal of Mineralogy. 2008. V. 20. № 3. P. 317–331.

178. Logvinova A. M., Taylor L. A., Fedorova E. N., Yelisseyev A. P., Wirth R., Howarth G., Reutsky V. N., Sobolev N. V. A unique diamondiferous peridotite xenolith from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia: role of subduction in diamond formation // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. P. 306–320.

179. Mandal P. Lithospheric thinning in the Eastern Indian Craton: Evidence for lithospheric delamination below the Archean Singhbhum Craton? // Tectonophysics. 2017. V. 698. P. 91–108.

180. Mather K. A., Pearson D. G., McKenzie D., Kjarsgaard B. A., Priestley K. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // Lithos. 2011. V. 125. P. 729–742.

181. Mernagh T. P., Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B. A Raman microprobe study of melt inclusions in kimberlites from Siberia, Canada, SW Greenland and South Africa // Spectrochimica Acta. Part A. Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2011. V. 80. № 1. P. 82–87.

182. Mikhailenko D., Golovin A., Korsakov A., Aulbach S., Gerdes A., Ragozin A. Metasomatic Evolution of Coesite-Bearing Diamondiferous Eclogite from the Udachnaya Kimberlite // *Minerals*. 2020. V. 10.
183. Misra K. C., Anand M., Taylor L. A., Sobolev N. V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 146. № 6. P. 696–714.
184. Mitchell R. H. Mineralogy of the Elwin Bay kimberlite, Somerset Island, NWT, Canada // *American Mineralogist*. 1978. V. 63. № 1-2. P. 47–57.
185. Mitchell R. H. *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. New York: Plenum Press, 1986. 453 p.
186. Mitchell R.H. *Kimberlites, orangeites and related rocks* / New York. Plenum Press, 1995. 422 p.
187. Mitchell R. H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 174. P. 1–8.
188. Mitchell R. H., Giuliani A., O'Brien H. What is a kimberlite? Petrology and mineralogy of hypabyssal kimberlites // *Elements*. 2019. V. 15. №6. P. 381–386.
189. Nilsen T. F. D., Sand K. K. The Majuagaa kimberlite dike, Maniitsoq Regio, West Greenland: Constraints on an Mg-rich silicocarbonatitic melt composition from groundmass mineralogy and bulk compositions // *Canadian Mineralogists*. 2008. V. 46. P. 1043–1061.
190. Nimis P., Taylor W. R. Single clinopyroxene thermobarometry from garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139. P. 541–554.
191. O'Brien H., Tyni M. Eastern Finland Kimberlite Province // *Fifth International Dyke Conference. Preconference Field Trip a Guidebook*. 2005. P. 30–36.
192. Pashkova G. V., Panteeva S. V., Ukhova N. N., Chubarov V. M., Finkelshtein A. L., Ivanov A. V., Asavin A. M. Major and trace elements in meimechites – rarely occurring

volcanic rocks: developing optimal analytical strategy // *Geochemistry-Exploration Environment Analysis*. 2019. V. 19. № 3. P. 233–243.

193. Pearson D. G., Brenker F.E., Nestola F., McNeil J., Nasdala L., Hutchinson M. T., Matveev S., Mather K., Silversmith G., Schmitz S., Vekemans D., Vincze L. Hydrous mantle transitions zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature*. 2014. V. 507. P. 221–224.

194. Person D. G., Woodhead J., Janney P. E. kimberlites as Geochemical Probes of Earth's Mantle // *Elements*. V. 15. № 6. P. 386–392.

195. Rezvuhin D. I., Alifirova T. A., Golovin A. V., Korsakov A. V. A Plethora of Epigenetic Minerals Reveals a Multistage Metasomatic Overprint of a Mantle Orthopyroxenite from the Udachnaya Kimberlite // *Minerals*. 2020. V. 10.

196. Roeder P. L., Schulze D. J., Crystallization of groundmass spinel in kimberlite // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. No. 8. P. 1473–1495.

197. RRUFF [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://rruff.info>.

198. Scott-Smith B. H., Nowicki T. E., Russel J. K., Webb K J., Mitchell R. H., Hetman C. M., Harder M., Skinner E. M. W., Robey Jv. A. Kimberlite terminology and classification // *Proceedings of 10th International kimberlite conference*. Springer. New Delhi. 2013. P. 1–17.

199. Sharygin V. V., Golovin A. V., Pokhilenko N. P., Kamenetsky V. S. Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlites (Sakha-Yakutia, Russia): paragenesis, composition and origin // *European Journal of Mineralogy*. 2007a. V. 19. № 1. P. 51–63.

200. Sharygin. V. V., Kamenetsky. V. S., Kamenetskaya M. B., Seretkin Y. V., Pokhilenko N. P. Rasvumite from the Udachnaya-East pipe: The first finding in kimberlites // *Doklady Earth Sciences*. 2007b. V. 415. P. 929–934.

201. Sharygin V. V., Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B. Potassium sulfides in kimberlite-hosted chloride, “nyerereite” and chloride clasts of Udachnaya-East pipe, Yakutia, Russia // *Canadian Mineralogist*. 2008. V. 46. P. 1079–1095.

202. Sharygin I. S., Golovin A. V., Korsakov A. V., Pokhilenko N. P. Eitelite in sheared peridotite xenoliths from Udachnaya-East kimberlite pipe (Russia) a new locality and host rock type // *European Journal of Mineralogy*. 2013. V. 25. № 5. P. 825–834.
203. Sharygin I. S., Litasov K. D., Shatsky A. F., Golovin A. V., Ohtani E., Pokhilenko N. P. Melting of Kimberlite of the Udachnaya-East Pipe: Experimental Study at 3–6.5 GPa and 900–1500°C // *Doklady Earth Sciences*. 2013. V. 448 (2). P. 200–205.
204. Sharygin I. S., Litasov K. D., Shatsky A. D., Golovin A. V., Ohtani E., Pokhilenko N. P. Melting phase relations of the Udachnaya-East Group-I kimberlite at 3.0–6.5 GPa: Experimental evidence for alkali-carbonatite composition of primary kimberlite melts and implications for mantle plumes // *Gondwana Research*. 2015. V. 28 (4). P. 1391–1414.
205. Sharygin I. S., Litasov K. D., Sharygin V. V., Shatsky A., Ohtani E. Genesis of djerfisherite in kimberlite-hosted mantle xenoliths // *Goldschmidt conference*. 2016. (Abstract: 2812).
206. Sharygin I. S., Litasov K. D., Shatskiy A., Safonov O. G., Golovin A. V., Ohtani E., Pokhilenko N. P. Experimental constraints on orthopyroxene dissolution in alkali carbonate melts in the lithospheric mantle: Implications for kimberlite melt composition and magma ascent // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 44–56.
207. Sharygin I. S., Golovin A. V., Tarasov A. A., Dymshits A. M., Kovaleva E. Confocal raman spectroscopy study of melt inclusions in olivine of mantle xenoliths from the Bultfontein kimberlite pipe (Kimberley cluster, South Africa): Evidence for alkali-rich carbonate melt in the mantle beneath Kaapvaal craton // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2021.
208. Shee S. R., Clement C. R., Skinner E. M. W. The Petrology of the Wesselton Kimberlite Sills, Kimberley, Cape Province, South Africa. *Proceedings 5-th. Int. Kimb. Conf.* 1991. P. 98–114.
209. Skinner E. M. W., Clement C. R. Mineralogical classification of Southern African kimberlites. *Proceedings 2-nd. Int. Kimb. Conf.* 1979. V. 1. P. 129–139.

210. Smelov A. P., Timofeev V. F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Research*. 2007. V. 12. P. 279–288.
211. Sobolev N. V., Sobolev A. V., Tomilenko A. A. Unique compositional peculiarities of Olivine Phenocrysts from the post flood basalt diamondiferous Malokuonapskaya Kimberlite Pipe, Yakutia // *Doklady Earth Sciences*. 2015. V. 463. P. 828–832.
212. Sobolev V. N., Taylor L. A., Snyder G. A., Jerde E. A., Neal C. R., Sobolev N. V. Quantifying the effects of metasomatism in mantle xenoliths: constraints from secondary chemistry and mineralogy in Udachnaya Eclogites, Yakutia // *International Geology Review*. 2010. V. 41. P. 391–416.
213. Soltys A., Giuliani A., Phillips D. A new approach to reconstructing the composition and evolution of kimberlite melts: A case study of the archetypal Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // *Lithos*. 2018. V. 304-307. P. 1–15.
214. Soltys A., Giuliani A., Phillips D. Apatite compositions and groundmass mineralogy record divergent melt/fluid evolution trajectories in coherent kimberlites caused by differing emplacement mechanisms // *Contributions to Mineralogy & Petrology*. 2020. V. 175. № 49.
215. Sparks R. S. J., Baker L., Brown R. J., Field M., Schumacher J., Stripp G., Walters A. Dynamical constrains on kimberlite volcanism // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 155. P. 18–48.
216. Sparks R. S. J., Baker R. A., Field M., Kavanagh J., Shumacher J. C., Walter M. J., White J. The nature of erupting kimberlite melts // *Lithos*. 2009. V. 112s. P. 429–438.
217. Sparks R. S. J. kimberlite volcanism // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2013. V. 41. P. 497–528.
218. Sun J., Liu C-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu F-Y., Yakovlev D., Yang Y-H., Yang J-H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U, Pb and Sr, Nd perovskite isotope analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P. 283–295.

219. Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Liu C-Z., Skuzovatov S. Yu., Wu. F-Y. Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // *Chemical Geology*. 2018. V. 479. P. 228–240.
220. Tappe S., Pearson D. G., Kjarsgaard B. A., Nowell G., Dowal D. Mantle transition zone input to kimberlite magmatism near a subduction zone: Origin of anomalous Nd–Hf isotope systematics at Lac de Gras, Canada // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 3171-372. P. 235–251.
221. Testa-Anta M., Ramos-Docampo M A., Comesana-Hermo M., Rivas-Murias B., Salgueirino V. Raman spectroscopy to unravel the magnetic properties of iron oxide nanocrystals for bio-related applications // *Nanoscale Advanced*. 2019. V. 1. P. 2086–2103.
222. Wagner P. A. The diamond fields of southern Africa. Johannesburg. 1914. 347 p.
223. Walter M. J. Kimberlite: A Unique Probe into the Deep Earth // *Elements*. 2019. V. 15. №. 6. P. 375–377.
224. WEBMINERAL [Электронный ресурс]. Режим доступа <https://webmineral.ru/>.
225. Williams A. F. The genesis of the diamond. 1932. V. 1. 352 p.
226. Xu W-L., Zhou Q-J., Pei F-P., Yang D-B., Gao S., Li Q-L., Yang Y-H. Destruction of the North China Craton: Delamination or thermal/chemical erosion? Mineral chemistry and oxygen isotope insights from websterite xenoliths // *Gondwana Research*. 2013. V. 23 (1). P. 110–129.
227. Xu J., Melgarejo J. C., Li Q., Abat L. T., Castillo-Oliver M. Magma Mingling in Kimberlites: Evidence from the Groundmass Cocrystallization of Two Spinel-Group Minerals // *Minerals*. 2020. V. 10.
228. Yakovlev D. A.; Kostrovitsky. S. I.; Fosu. B. R.; Ashchepkov. I. V. Diamondiferous kimberlites from recently explored Upper Muna field (Siberian craton): petrology, mineralogy and geochemistry insights // *Geological Society of London, Special Publications*. 2021. V. 513. P. 71–102.

229. Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V. G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. P.2222–2232.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Валовый состав кимберлитов ВМП. Обобщённые данные с 1960-ых годов.

Источн ик	Трубка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn O	Ni O	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	F	P ₂ O ₅	S	SO ₃	п.п.п	SUM
1	ПС	31,9 7	1,93	2,30	0,160	5,22	1,91	0,09	0,2 5		31,7 8	6,52	0,33	0,12	1,13			0,46			15,9 2	100,0 9
1	НВ	29,9 4	1,56	2,52	0,240	7,37	1,94	0,26	0,0 9		30,8 8	7,45	0,25	0,60	1,39			0,95			14,9 0	100,3 4
1	КМ	28,7 4	1,12	2,16	0,210	4,95	3,84	0,12	0,1 4		31,5 8	8,62	0,41	0,86	1,23			0,36			16,5 1	100,8 5
1	ЗП	29,5 3	1,33	2,31	0,180	6,07	2,44	0,04	0,1 6		26,4 9	11,6 4	0,22	0,68	0,91			0,64			17,4 2	100,0 6
2	НВ	29,7 0	1,11	2,25		7,10	0,48	0,13	0,5 0	0,01 0	31,3 6	12,8 3	1,51	0,55	11,1 6	0,62	0,1 4	0,31		0,30		100,0 6
2	НВ	31,7 7	1,60	2,58	0,210	8,65	0,89	0,19	0,1 8	0,01 4	33,3 1	5,62	0,33	1,06	11,9 6	0,83		0,42				99,61
2	НВ	29,8 4	0,79	1,94	0,100	7,83	0,55	0,13			32,1 1	9,78	0,56	0,42	10,6 5	1,16		0,43	2,3 9			98,68
2	НВ	30,8 4	0,83	2,31	0,091	6,70	3,17	0,09	0,7 3	0,00 8	30,0 6	7,58	0,28	0,87	1,35			0,62			14,7 5	100,2 7
2	НВ	30,0 0	1,92	3,74	0,174	5,85	3,49	0,09	0,1 3	0,00 7	27,2 1	8,82	0,32	0,52	1,77			0,56			14,8 4	99,44
2	НВ	29,5 8	1,71	2,30	0,400	7,53	1,24	0,10	0,2 2		32,0 9	6,04	0,32	0,42	2,00			0,72			14,6 0	99,27
2	НВ	30,6 4	1,66	2,00	0,300	8,29	10,6 0	0,08	0,1 0		32,2 3	5,62	0,22	0,58	1,12			0,87			15,0 0	99,77
2	НВ	29,7 9	1,31	1,93	0,260	2,69	0,43	0,27	0,1 8	0,01 0	31,0 2	11,8 9	0,30	0,29	10,3 8	8,74		0,44				99,93
2	НВ	30,8 2	1,52	2,65	0,190	4,22	1,45	0,16	0,1 6	0,00 9	31,6 9	9,28	0,27	0,39	10,4 9	6,65		0,56				100,5 1
2	ЗП	25,3 8	1,01	2,34	0,040	5,63	0,55	0,27			28,3 1	13,9 2		0,13		13,0 0		0,35		0,55	8,13	100,0 6
2	ЗП	34,0 8	1,27	1,97	0,230	5,14	1,74	0,16	0,2 1	0,01 5	33,4 2	5,58	0,29	0,35	11,1 3	4,04		0,40				100,0 3
2	ЗП	32,3 3	1,48	2,67	0,220	6,08	0,80	0,16	0,1 9	0,01 4	32,5 3	6,60	0,31	0,16	11,4 7	5,09		0,42				100,5 2
3	ЗП	33,1 3	1,17	2,12	0,190	5,75	1,78	0,13			33,5 5	4,38	0,06	0,22		4,23		0,31	0,0 2		12,9 0	99,94
3	НВ	30,7 4	1,38	2,44	0,210	5,54	2,26	0,17			32,6 2	6,51	0,14	0,66		4,65		0,55	0,0 1		11,7 9	99,67
3	НВ	29,2 7	0,95	2,08	0,050	7,50	0,52	0,13			31,7 4	11,3 0	1,04	0,49		0,89		0,37	0,3 0	2,39	10,9 0	99,92
3	КМ	30,5 9	1,28	2,21	0,210	5,28	3,28	0,14			32,5 2	7,60	0,12	0,71		4,91		0,54	0,0 9		10,6 6	100,1 4

Источн ик	Трубка	SiO2	TiO 2	Al2O 3	Cr2O 3	Fe2O 3	FeO	Mn O	Ni O	CoO	MgO	CaO	Na2 O	K2 O	H2O	CO2	F	P2O 5	S	SO 3	п.п.п	SUM
3	КМ	28,5 5	1,69	2,48	0,090	6,84	1,76	0,17			29,7 3	8,77	0,14	0,81		6,60		0,72	0,0 4		11,5 5	99,94
3	ПС	31,4 6	2,10	2,08	0,140	5,74	2,27	0,09			31,1 2	6,76	0,05	0,25		4,12		0,42	0,1 4		12,8 2	99,56
4	ПС	32,1 6	2,70	2,21		9,40	1,35	0,17			32,9 8	2,96	0,17	1,44	1,13	0,89		0,57	0,1 1		14,1 8	100,0 7
4	ЗП	33,7 8	1,33	2,42		7,42	1,70	0,16			33,4 3	3,42	0,04	0,71	1,01	1,40		0,33	0,1 8		15,2 9	99,96
5	ЗП	31,0 7	1,28	1,67		8,12		0,14			34,6 7	4,32	0,01	0,41				0,38			17,6 3	99,83
5	ЗП	30,0 9	1,19	2,21		6,67		0,13			32,8 7	6,82	0,02	0,25				0,39			19,2 3	99,86
5	ДМ	27,6 2	1,74	2,51		8,61		0,15			31,7 0	8,99	0,02	0,57				0,79			17,3 7	100,0 6
5	ДМ	28,6 0	1,28	3,08		7,46		0,14			28,1 4	11,3 6	0,00	1,44				0,59			18,0 4	100,1 3
5	КМ	29,9 6	1,38	2,39		7,83		0,14			31,1 5	8,72	0,02	1,11				0,61			16,6 3	99,08
5	КМ	28,0 4	1,25	2,47		6,11		0,12			28,4 7	11,9 6	0,06	0,96				0,58			20,3 8	100,3 8
5	ПС	29,9 9	2,46	1,97		8,93		0,15			33,6 8	4,01	0,01	0,65				0,42			17,6 0	99,87
5	ПС	30,8 4	1,62	2,88		7,17		0,13			29,7 9	7,35	0,01	0,65				0,36			18,6 0	99,42 0
6	ЗП	31,4 7	1,30	1,50		8,66		0,15			36,0 7	2,84	0,00	0,48				0,35			16,6 1	99,80
6	ЗП	28,5 8	1,17	1,97		7,16		0,14			35,1 6	5,32	0,00	0,67				0,32			19,4 6	99,80
6	ЗП	27,5 7	1,83	1,82		7,94		0,15			36,0 2	4,22	0,00	0,10				0,81			19,0 7	99,54
6	ЗП	29,3 8	1,08	2,06		7,06		0,15			35,8 2	4,31	0,00	0,35				0,43			19,0 6	99,71
6	ЗП	30,2 8	1,44	1,58		8,42		0,15			34,1 2	5,90	0,00	0,27				0,35			17,6 8	100,1 7
6	ЗП	29,6 6	1,43	1,77		8,20		0,15			32,4 7	7,80	0,00	0,56				0,48			17,2 9	99,80
6	ЗП	31,7 8	1,32	1,79		8,01		0,15			34,4 3	5,83	0,02	0,19				0,48			16,4 9	100,0 1
6	ЗП	29,2 1	1,47	1,68		7,93		0,15			33,3 0	7,38	0,01	0,62				0,44			17,8 7	100,0 3
6	ЗП	31,4 9	1,46	1,92		6,56		0,14			31,6 3	8,80	0,00	0,37				0,35			16,9 4	99,89
6	ЗП	32,9 8	1,37	1,98		5,76		0,13			33,2 1	7,04	0,00	0,18				0,37			17,2 4	100,2 7

Источн ик	Трубка	SiO2	TiO 2	Al2O 3	Cr2O 3	Fe2O 3	FeO	Mn O	Ni O	CoO	MgO	CaO	Na2 O	K2 O	H2O	CO2	F	P2O 5	S	SO 3	п.п.п	SUM
6	ЗП	27,2 7	1,17	2,36		5,75		0,13			27,2 5	13,8 6	0,01	0,23				0,42			21,1 4	100,3 2
6	ЗП	31,5 6	1,45	2,18		7,80		0,14			32,3 9	7,08	0,00	0,31				0,39			16,9 0	100,2 0
6	ЗП	32,2 8	1,35	2,60		7,07		0,14			33,7 9	5,39	0,03	0,41				0,34			16,8 1	107,3 7
6	ЗП	30,0 4	1,73	0,30		7,92		0,13			29,5 6	9,56	0,00	0,23				0,39			17,9 4	100,1 7
6	ЗП	30,5 8	1,66	1,83		5,61		0,16			30,4 5	9,94	0,00	0,72				0,31			18,8 1	100,1 8
6	ЗП	34,5 7	1,07	2,24		7,02		0,14			35,3 0	3,53	0,00	0,11				0,00			15,8 9	100,2 7
6	ЗП	29,4 4	1,38	1,69		7,24		0,15			34,1 7	5,37	0,00	0,46				0,34			19,5 6	99,81
6	ЗП	29,5 6	1,59	1,57		8,99		0,16			35,2 0	3,65	0,00	0,49				0,22			18,3 3	99,74
6	ЗП	28,3 5	1,23	2,14		5,86		0,15			33,2 1	8,03	0,00	0,29				0,30			20,0 6	99,74
6	ЗП	30,8 9	1,33	1,49		6,69		0,20			32,2 0	8,04	0,00	0,07				0,37			18,2 4	99,51
6	ЗП	28,5 5	1,16	2,07		6,48		0,15			35,1 1	5,73	0,00	0,13				0,30			20,1 2	99,78
6	ЗП	30,2 6	1,25	1,88		7,66		0,15			33,6 8	6,44	0,00	0,35				0,43			17,5 7	99,65
6	ЗП	30,5 0	1,38	1,80		5,48		0,14			32,8 2	8,77	0,00	0,23				0,33			18,2 4	99,70
6	ЗП	29,9 8	1,33	1,68		7,64		0,14			32,1 8	8,22	0,00	0,14				0,33			17,8 0	99,44
6	ЗП	28,5 5	1,77	2,33		8,62		0,15			35,7 5	3,52	0,00	0,28				0,58			18,1 7	99,76
6	ЗП	34,6 4	1,41	2,08		7,77		0,15			34,3 8	5,21	0,00	0,08				0,35			17,7 6	99,66
6	ЗП	31,2 3	1,14	1,44		8,43		0,15			37,5 0	1,82	0,00	0,39				0,29			17,2 6	99,64
6	ЗП	30,5 1	1,45	1,87		7,81		0,14			33,3 9	6,37	0,00	0,38				0,40			17,6 4	99,96
6	ЗП	31,0 5	1,25	2,14		6,92		0,14			33,7 2	6,43	0,07	0,30				0,35			17,8 6	100,2 3
6	ДМ	27,3 8	1,73	2,40		8,73		0,15			32,8 4	9,31	0,04	0,34				0,98			16,1 4	100,0 5
6	ДМ	29,9 8	1,21	3,27		7,82		0,14			27,4 0	10,6 8	0,00	1,71				0,57			17,4 1	100,1 8
6	ДМ	28,4 3	1,41	3,16		7,57		0,14			28,7 2	11,3 0	0,00	0,92				0,63			17,7 7	100,0 5

Источн ик	Трубка	SiO2	TiO 2	Al2O 3	Cr2O 3	Fe2O 3	FeO	Mn O	Ni O	CoO	MgO	CaO	Na2 O	K2 O	H2O	CO2	F	P2O 5	S	SO 3	п.п.п	SUM
6	ДМ	28,2 7	1,21	2,98		6,99		0,13			28,0 7	11,5 9	0,00	1,41				0,56			19,1 3	100,3 4
6	ДМ	28,8 9	1,74	2,68		8,73		0,15			29,6 4	9,32	0,01	0,86				0,47			17,6 6	100,1 4
6	ДМ	25,0 4	1,71	2,52		7,60		0,13			32,1 6	6,40	0,00	0,87				0,79			22,6 7	99,89
6	ДМ	28,4 6	1,21	2,98		7,63		0,15			27,8 8	11,5 5	0,00	2,01				0,57			17,5 9	100,0 3
6	ДМ	27,6 2	1,74	2,51		8,61		0,15			31,7 0	8,99	0,02	0,57				0,79			17,3 7	100,0 6
6	ДМ	28,6 0	1,28	3,08		7,46		0,14			28,1 4	11,3 6	0,00	1,44				0,59			18,0 4	100,1 3
7	КМ	29,3 7	1,28	2,34		7,12					30,1 6	9,75	0,07	1,06				0,55			17,4 7	99,17
7	ЗП	30,5 3	1,29	2,20		7,39					32,6 3	6,71	0,04	0,38				0,41			18,1 9	99,77
7	НВ	29,4 2	1,45	2,27		6,75					30,2 5	9,97	0,36	0,87				0,59			18,7 4	100,6 7
7	ПС	30,1 2	1,96	2,16		7,95					32,2 4	4,84	0,05	0,42				0,34			16,5 4	96,62
8	ЗП	31,0 7	1,28	1,67		8,12		0,14			34,6 7	4,32	0,01	0,41				0,38			17,6 3	99,70
8	ЗП	30,0 9	1,19	2,21		6,67		0,13			32,8 7	6,82	0,02	0,25				0,39			19,2 3	99,87
8	ДМ	27,6 2	1,74	2,51		8,61		0,15			31,7 0	8,99	0,02	0,57				0,79			17,3 7	100,0 7
8	ДМ	28,6 0	1,28	3,08		7,46		0,14			28,1 4	11,3 6	0,00	1,44				0,59			18,0 4	100,1 3
8	ПС	29,9 9	2,46	1,97		8,93		0,15			33,6 8	4,01	0,01	0,65				0,42			17,6 0	99,87
8	ПС	30,8 4	1,62	2,88		7,17		0,13			29,7 9	7,35	0,01	0,65				0,36			18,6 0	99,40
8	НВ	30,3 4	1,41	2,12		8,82		0,15			33,6 4	6,61	0,01	0,76				0,47			16,0 2	100,3 5
8	КМ	30,3 5	1,38	2,51		8,49		0,15			31,5 2	8,32	0,00	1,20				0,42			15,9 7	100,3 1
8	КМ	29,8 8	1,11	2,83		7,66		0,14			30,1 2	9,65	0,00	0,98				0,39			17,5 8	100,3 4
9	ЗП	31,0 7	1,28	1,67		8,12		0,14			34,6 7	4,32	0,01	0,41				0,38			17,6 3	99,70
9	ЗП	30,0 9	1,19	2,21		6,67		0,13			32,8 7	6,82	0,02	0,25				0,39			19,2 3	99,87
9	ДМ	27,6 2	1,74	2,51		8,61		0,15			31,7 0	8,99	0,02	0,57				0,79			17,3 7	100,0 7

Источн ик	Трубка	SiO2	TiO 2	Al2O 3	Cr2O 3	Fe2O 3	FeO	Mn O	Ni O	CoO	MgO	CaO	Na2 O	K2 O	H2O	CO2	F	P2O 5	S	SO 3	п.п.п	SUM
9	ДМ	28,6 0	1,28	3,08		7,46		0,14			28,1 4	11,3 6	0,00	1,44				0,59			18,0 4	100,1 3
9	ПС	29,9 9	2,46	1,97		8,93		0,15			33,6 8	4,01	0,01	0,65				0,42			17,6 0	99,87
9	ПС	30,8 4	1,62	2,88		7,17		0,13			29,7 9	7,35	0,01	0,65				0,36			18,6 0	99,40
9	НВ	30,3 4	1,41	2,12		8,82		0,15			33,6 4	6,61	0,01	0,76				0,47			16,0 2	100,3 5
9	КМ	30,3 5	1,38	2,51		8,49		0,15			31,5 2	8,32	0,00	1,20				0,42			15,9 7	100,3 1
9	КМ	29,8 8	1,11	2,83		7,66		0,14			30,1 2	9,65	0,00	0,98				0,39			17,5 8	100,3 4
10	НВ	35,9 8	5,16	7,10		7,34	5,64	0,20			16,5 5	10,3 0	0,77	1,45	7,61	0,77	0,0 2	0,63	0,2 1			99,73
10	ЗП	26,3 6	1,70	2,70		6,83	2,59	0,18			28,7 4	12,6 0	0,56	0,41	11,1 1	5,14	0,1 7	0,22	0,1 7			99,48
10	ЗП	26,6 6	1,84	2,66		9,38	2,66	0,17			28,4 5	14,8 8	0,39	0,25	9,44	5,57	0,1 3	0,12	0,1 2			102,7 2
10	ЗП	26,1 0	1,78	2,73		8,78	2,02	0,16			25,5 2	15,0 9	0,22	0,62	11,4 6	5,35	0,3 4	1,12	0,1 6			101,4 5
10	ЗП	25,1 2	1,90	1,96		9,58	2,23	0,17			33,1 2	7,14	0,21	0,38	15,0 9	4,32	0,1 7	0,62	0,1 6			102,1 7
10	ПС	29,4 9	2,45	1,75		10,41	1,59	0,15			29,4 5	2,79	0,11	1,20	18,6 0	1,36	0,1 8	0,62	0,0 7			100,2 2
10	КМ	28,7 4	1,18	2,51		7,80	0,70	0,12			28,6 1	11,3 7	0,03	0,91	10,3 1	7,44	0,2 4	0,48	0,1 3			100,5 7
10	НВ	24,5 8	1,75	1,84		7,88	2,14	0,12			29,5 8	13,3 0	0,07	0,47	9,29	9,55	0,3 0	0,46	0,1 9			101,5 2
10	НВ	30,5 4	1,69	1,78		9,69	3,02	0,15			34,0 4	6,83	0,07	0,76	9,59	3,30	0,2 5	0,64	0,1 4			102,4 9
10	НВ	30,5 2	1,47	1,75		8,52	1,95	0,12			34,1 2	6,71	0,20	0,38	10,7 2	4,24	0,2 3	0,55	0,3 8			101,8 6
10	НВ	30,0 8	1,65	1,75		10,08	1,45	0,16			33,7 9	7,96	0,08	0,98	10,7 0	1,87	0,1 4	0,41	0,2 2			101,3 2
10	НВ	29,1 6	3,38	4,01		12,27	2,58	0,18			31,9 6	5,01	0,05	0,01	11,3 4	1,87	0,0 5	0,07	0,1 6			102,1 0
10	НВ	30,2 2	1,38	1,61		9,18	3,49	0,15			34,5 1	7,64	0,05	0,91	8,13	5,14	0,2 1	0,52	0,1 3			103,2 7
10	ДМ	25,1 3	1,20	2,99		7,17	1,65	0,10			24,3 6	16,7 0	0,07	1,22	6,91	11,9 0	0,2 5	0,60	0,4 0			100,6 5
10	ДМ	31,2 3	2,11	2,07		9,83	1,31	0,19			33,3 3	4,32	0,07	0,33	12,4 0	3,36	0,1 6	0,51	0,0 7			101,2 9
10	ДМ	27,8 1	1,97	2,41		10,68	2,36	0,19			30,9 0	13,2 9	0,67	0,24	7,35	3,62	0,2 6	0,35	0,1 6			102,2 6

1-Бобриевич и др., 1964; 2-Корнилова, 1976; 3-Харькив и др., 1998; 4-Богатиков, 2004; 5-Занкович, 2004; 6-Занкович, Рудакова, 2005; 7-Василенко, 2006; 8-Зазекало, 2008; 9-Специус, 2011; 10-Костровицкий и др., 2015. ПС–Поисковая, КМ–Комсомольская-Магнитная, НВ–Новинка, ДМ–Деймос, ЗП–Заполярная.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Химический состав центральных частей шпинелидов основной массы кимберлитов Верхнемунского поля.

Трубка	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Sum	Mg#	Fe#	Ti#	Cr#
ДМ	0,19	9,31	35,43		7,33	33,72		13,55	0,22	0,39		100,14	0,54	0,46	0,16	0,76
ДМ		5,27	54,21		5,18	25,47		9,83				99,96	0,44	0,56	0,07	0,88
ДМ		8,39	41,86		6,1	30,41		12,87	0,25			99,88	0,53	0,47	0,14	0,82
ДМ		4,6	53,99		5,16	24,52		12,55	0,45			101,27	0,56	0,44	0,07	0,88
ДМ		5,1	49,8		7,71	24,07		12,64	0,49			99,81	0,56	0,44	0,07	0,81
ДМ	0,3	5,32	50,07		7,67	23,93		12,7	0,46	0,33		100,78	0,55	0,45	0,08	0,81
ДМ	0	12,61	18,59		9,9	39,59	0,59	17,2	3,72			102,20	0,67	0,33	0,26	0,56
ДМ	0,21	5,4	49,26		6,37	25,37		12,98	0,66			100,25	0,57	0,43	0,08	0,84
ДМ		5,25	48,8		8,75	24,06		13,28	0,28			100,42	0,57	0,43	0,07	0,79
ДМ	0,6	5,75	43,8		6,73	27,33		12,6	0,36			97,17	0,55	0,45	0,09	0,81
ДМ		4,87	51,65		6,88	23,85		12,72	0,42			100,39	0,56	0,44	0,07	0,83
ДМ		5,35	50,02		6,48	25,58		13,23	0,56			101,22	0,57	0,43	0,08	0,84
ДМ		4,84	50,76		6,2	24,58		12,37	0,29			99,04	0,55	0,45	0,07	0,85
ДМ		4,67	49,74		7,24	23,99		12,3	0,35			98,29	0,55	0,45	0,07	0,82
ДМ		6,11	46,39		6,5	26,99		12,19	0,48			98,66	0,53	0,47	0,09	0,83
ДМ		6,64	42,09		6,24	29,72		12,11	0,64			97,44	0,53	0,47	0,11	0,82
ДМ		6,17	48,82		6,33	26,58		12,44				100,34	0,53	0,47	0,09	0,84
ДМ		4,77	49,85		7,8	24,33		12,37				99,12	0,54	0,46	0,07	0,81
ДМ		4,92	50,53		6,86	24,31		12,14				98,76	0,54	0,46	0,07	0,83
ДМ		4,89	50,73		6,35	24,52		12,59	0,24			99,32	0,56	0,44	0,07	0,84
ДМ		2,4	56,77		6,46	22,85		11,51	0,22			100,21	0,54	0,46	0,03	0,85
ДМ		5,29	50,42		6,29	25,76		12,85				100,61	0,55	0,45	0,08	0,84
ДМ		3,37	54,56	0,47	6,39	23,11		11,66	0,39	0,5		100,45	0,54	0,46	0,05	0,85
ДМ		5,45	48,55		7,97	24,48		12,54				98,99	0,54	0,46	0,08	0,80
ДМ		5,05	50,92		6,73	24,26		11,92				98,88	0,53	0,47	0,07	0,84
ДМ		4,9	48,2		7,61	25,36		11,89				97,96	0,53	0,47	0,07	0,81
ДМ		5,3	45,12		6,59	27,61		11,44				96,06	0,51	0,49	0,08	0,82

Трубка	SiO2	TiO2	Cr2O3	V2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Sum	Mg#	Fe#	Ti#	Cr#
ДМ		4,59	49,01		6,18	23,36		11,44	0,22			94,80	0,53	0,47	0,07	0,84
ДМ		5,3	48,82		7,41	24,56		12,11				98,20	0,53	0,47	0,08	0,82
ДМ		5,55	49,43		6,5	25,83		12,72				100,03	0,55	0,45	0,08	0,84
ДМ		11,94	25,74		8,88	36,73		13,68				96,97	0,52	0,48	0,23	0,66
ДМ	0,32	5,22	48,54		8,05	24,06		12,52	0,2			98,91	0,54	0,46	0,08	0,80
ДМ		5,54	44,94		6,42	28,69	0,77	12,57				98,93	0,56	0,44	0,09	0,82
ДМ		7,76	29,86		7,39	40,04	1,06	11,09				97,20	0,48	0,52	0,15	0,73
ДМ		5,2	47		10,96	24,07		12,74		0,5		100,47	0,55	0,45	0,07	0,74
ДМ		5	45,94	0,4	10,54	24,13		12,93				98,94	0,56	0,44	0,07	0,75
ДМ		5,1	46,1		10,28	23,83		12,5				97,81	0,55	0,45	0,07	0,75
ДМ		4,74	49,65		8,2	24,8		12,24				99,63	0,54	0,46	0,07	0,80
ДМ		4,79	51,93		7,18	25,01		12,4				101,31	0,54	0,46	0,07	0,83
ДМ		5,75	50,31		6,5	25,78		13,45				101,79	0,57	0,43	0,08	0,84
ДМ		4,67	50,61		6,12	24,13		11,26				96,79	0,51	0,49	0,07	0,85
ДМ		4,89	45,56		7,61	22,53		11,62	0,21			92,42	0,54	0,46	0,08	0,80
ДМ		5,8	56,48		6,84	26,78		13,65				109,55	0,54	0,46	0,08	0,85
ДМ		5,27	48,26		7,9	23,86		12,27	0,31			97,87	0,54	0,46	0,08	0,80
ДМ		11,79	22,79		8,14	40,22	0,72	13,18				96,84	0,51	0,49	0,24	0,65
НВ	0,26	5,32	50,03	0,28	6,75	24,69	0,57	12,95	0,25			101,10	0,56	0,44	0,08	0,83
НВ		5,17	49,11		7,73	24,56		12,54	0,32			99,43	0,55	0,45	0,08	0,81
НВ	0,3	5,54	49,49		6,75	23,97		12,85	0,59			99,49	0,56	0,44	0,08	0,83
НВ	0,3	5,57	46,61		6,97	25,51		13,68	0,35			98,99	0,59	0,41	0,09	0,82
НВ	0,21	5,29	48,82		7,58	23,74		12,39	0,34			98,37	0,54	0,46	0,08	0,81
НВ	0,21	5,25	47,3		8,07	24,44		12,52	0,28	0,37		98,44	0,55	0,45	0,08	0,80
НВ	0,28	5,07	48,32	0,29	8,03	23,93		12,98	0,28			99,18	0,56	0,44	0,07	0,80
НВ		5,54	48,06		8,92	24,34		12,75	0,43			100,04	0,55	0,45	0,08	0,78
НВ		5,37	50,78		6,05	24,55		12,47	0,43			99,65	0,55	0,45	0,08	0,85
НВ		5,42	51,39		6,07	23,84		12,16	0,46			99,34	0,54	0,46	0,08	0,85
НВ	0,19	5,14	50,61		6,92	24,3		12,6	0,31			100,07	0,55	0,45	0,07	0,83

Трубка	SiO2	TiO2	Cr2O3	V2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Sum	Mg#	Fe#	Ti#	Cr#
HB	0,19	8,77	36,12		8,03	31,75		13,08	0,36			98,30	0,53	0,47	0,15	0,75
HB	0,28	6,47	42,72		6,93	28,89		13,15	0,22			98,66	0,56	0,44	0,10	0,81
HB		19,78	21,03		4,63	35,98		10,36	8,65			100,43	0,43	0,57	0,40	0,75
HB	0,28	5,62	49,46		6,33	25,52		11,91				99,12	0,51	0,49	0,08	0,84
HB		5,74	49,9	0,25	5,67	26,04		12,02	0,22			99,84	0,52	0,48	0,09	0,86
HB		8,06	41,36		4,65	30,99	0,52	12,34	0,76			98,68	0,53	0,47	0,14	0,86
KM		4,92	44,75		10,41	23,9		13,03				97,01	0,57	0,43	0,07	0,74
KM		4,65	44,48		10,54	23,7		12,9				96,27	0,57	0,43	0,07	0,74
KM		4,72	44,5		10,71	23,81		12,82				96,56	0,57	0,43	0,07	0,74
KM		5,8	46,02		6,88	24,66	0,9	15,16	0,35			99,77	0,66	0,34	0,09	0,82
KM		4,62	48,25		8,12	23,92		13	0,27			98,18	0,58	0,42	0,07	0,80
KM	0,39	4,49	46,48	0,29	10,22	24,03		13,3	0,22			99,42	0,57	0,43	0,06	0,75
KM		5,47	45,45		8,37	25,63	0,45	12,74	0,27			98,38	0,56	0,44	0,08	0,78
KM		4,29	49,17		8,69	23,47		12,74	0,2			98,56	0,57	0,43	0,06	0,79
KM	0,28	9,54	24,5		10,26	36,51	0,4	14,24	0,41	0,31		96,45	0,57	0,43	0,19	0,62
KM	0,45	6,34	34,08		12,57	28,34	0,57	14,05	0,35			96,75	0,60	0,40	0,10	0,65
KM	0,32	6,96	35,6		10,77	30,04		13,96	0,32			97,97	0,58	0,42	0,11	0,69
KM		5,15	45,94	0,34	11,11	24,13		13,32	0,2	0,32		100,51	0,57	0,43	0,07	0,74
KM	0	5,17	46,13	0,26	10,83	23,74		13,32		0,32		99,77	0,57	0,43	0,07	0,74
KM		4,57	50,29	0,25	8,86	22,98		13		0,32		100,27	0,57	0,43	0,06	0,79
KM		4,62	50,06		8,11	24,07		12,75	0,14	0,42		100,17	0,56	0,44	0,07	0,81
KM		7,14	37,24		10,07	30,71		13,37	0,14			98,67	0,55	0,45	0,12	0,71
KM		13,49	17,74		8,71	44,06	0,46	14,31		0,41		99,18	0,53	0,47	0,29	0,58
KM	0,24	4,57	50,19	0,22	7,99	23,65		12,09		0,39		99,34	0,53	0,47	0,07	0,81
KM		7,29	36,99		9,67	30,17		12,8	0,15			97,07	0,54	0,46	0,12	0,72
KM		5,12	46,48	0,22	10,45	23,77		13,3				99,34	0,57	0,43	0,07	0,75
KM		4,62	49,37		8,48	23,7		12,69	0,17	0,31		99,34	0,56	0,44	0,07	0,80
KM	0,26	7,62	36,77		10,45	29,76	0,48	13,42	0,15	0,31		99,22	0,55	0,45	0,12	0,70
KM	0,3	4,5	50,35	0,29	7,92	23		12,55				98,91	0,55	0,45	0,06	0,81

Трубка	SiO2	TiO2	Cr2O3	V2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Sum	Mg#	Fe#	Ti#	Cr#
KM		4,62	50,23	0,31	8,11	23,56		13,07				99,90	0,57	0,43	0,07	0,81
KM	0,28	5,74	45,41		9,03	27		12,92	0,22			100,60	0,54	0,46	0,08	0,77
KM		8,01	34,1		8,71	33,83		13,4	0,14			98,19	0,55	0,45	0,14	0,72
KM	0,45	6,74	32,64		10,66	34,85	0,66	13,05	0,25			99,30	0,54	0,46	0,12	0,67
KM	0,32	22,85	0,31		6,69	52,06	0,46	12,35	6,44			101,48	0,44	0,56	0,68	0,03
KM		20,35	2,1		6,48	54,74	0,68	14,46	0,32			99,13	0,48	0,52	0,62	0,18
KM		19,43	0,95		6,67	55,63	0,53	13,93	0,36			97,50	0,47	0,53	0,63	0,09
KM	0,28	18,2	0,69		7,41	56,75	0,65	13,9	0,38			98,26	0,47	0,53	0,60	0,06
KM		19,72	2,18		6,39	54,21	0,72	13,5	0,28	0,33		97,33	0,46	0,54	0,62	0,19
KM	0,24	20,15	1,26		6,37	53,89	0,52	14,33	0,24			97,00	0,47	0,53	0,64	0,12
KM	0,21	20,03	2,5		5,78	52,91	0,41	13,73	0,28			95,85	0,46	0,54	0,63	0,22
KM	0	20,42	0,41		6,18	54,71	0,62	14,03	0,21			96,58	0,47	0,53	0,67	0,04
KM	0,24	19,38		0,28	6,95	55,69	0,71	14,74	0,17			98,16	0,49	0,51	0,64	0,00
KM	0,32	20,22			6,42	55,13	0,66	14,18		0,28		97,21	0,47	0,53	0,67	0,00
KM	0,32	20,48	0,23		6,5	55,76	0,72	14,63	0,27			98,91	0,48	0,52	0,66	0,02
KM		18,32			7,69	56,98	0,7	14,1	0,25			98,04	0,48	0,52	0,60	0,00
KM	0,24	19,37	0,5		3,53	60,34	1,02	11,91	0,18			97,09	0,41	0,59	0,76	0,09
ПС	0,28	5,67	45,88	0,31	10,77	24,19		13,38	0,13			100,61	0,56	0,44	0,08	0,74
ПС	0,34	5,12	43,66	0,24	10,15	22,84		12,88	0,11			95,34	0,57	0,43	0,08	0,74
ПС		5,9	46,96	0,38	10,68	25,32		13,71				102,95	0,56	0,44	0,08	0,75
ПС		9,76	35,59		10,26	34,58		15,12				105,31	0,56	0,44	0,15	0,70
ПС		5,75	43,88		10,39	23,65		12,52				96,19	0,55	0,45	0,08	0,74
ПС		5,57	43,88		11,37	23		13,47				97,29	0,58	0,42	0,08	0,72
ПС	0,43	5,12	41,63		12,02	24,86		14,61	0,6			99,27	0,62	0,38	0,08	0,70
ПС		11,29	31		8,77	35,11		14,1	0,64			100,91	0,54	0,46	0,20	0,70
ПС	0,47	4,87	43,06	0,25	10,03	25,51		13,17	0,2			97,56	0,57	0,43	0,07	0,74
ПС		5,52	43,58	0,38	9,77	23,93		12,01				95,19	0,53	0,47	0,08	0,75
ПС		5,32	42,36	0,4	12,07	22,89		13,12				96,16	0,57	0,43	0,08	0,70
ПС		6,22	42,52		8,35	26,64		13,88	0,28			97,89	0,59	0,41	0,10	0,77

Трубка	SiO2	TiO2	Cr2O3	V2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Sum	Mg#	Fe#	Ti#	Cr#
ПС		5,25	42,97		10,45	22,72		12,29				93,68	0,55	0,45	0,08	0,73
ПС	0,43	5,47	44,91		13,23	24,98		13,83				102,85	0,56	0,44	0,07	0,69
ПС		5,69	43,91		10,51	23,12		12,77				96,00	0,56	0,44	0,08	0,74
ПС		6,22	43,25		8,2	26,73		13,5				97,90	0,57	0,43	0,10	0,78
ПС		5,3	44,5		10,71	23,17		12,75				96,43	0,56	0,44	0,08	0,74
ПС		5,12	43,91		10,86	22,51		12,32				94,72	0,55	0,45	0,07	0,73
ПС	0,36	4,92	46,84		7,27	23,49		11,72				94,60	0,53	0,47	0,08	0,81
ПС	0,3	5,64	45,5	0,35	11	23,99		13,52	0,11			100,41	0,56	0,44	0,08	0,74
ПС	0,24	6,62	43,57		8,28	27,17		13,12	0,14			99,14	0,55	0,45	0,10	0,78
ПС	0,24	6,01	45,25		11,19	23,43		13,9	0,36	0,28		100,66	0,58	0,42	0,08	0,73
ПС	0,19	7,49	43,89		8,52	26,18		13,98	0,46			100,71	0,57	0,43	0,11	0,78
ПС	0,19	5,79	44,36		11,68	23,59		13,81	0,28			99,70	0,58	0,42	0,08	0,72
ПС	0,56	5,42	44,91	0,32	11,88	24,65		15,32	0,28			103,34	0,62	0,38	0,08	0,72
ПС	0,3	5,52	45,28	0,38	11,32	24,17		13,81	0,24			101,02	0,57	0,43	0,08	0,73
ЗП		6,49	48,42	0,25	4,95	25,58		11,84	0,21			97,74	0,52	0,48	0,10	0,87
ЗП		5,4	47,72	0,26	7,58	24,38		11,72	0,11			97,17	0,52	0,48	0,08	0,81
ЗП		9,92	35,79		5,48	32,06		14,56	0,14			97,95	0,58	0,42	0,18	0,81
ЗП		5,25	46,93	0,34	8,09	23,95		11,81	0,08			96,45	0,53	0,47	0,08	0,80
ЗП	0,17	5,37	49,93	0,25	4,57	24,51		11,19	0,2			96,19	0,51	0,49	0,08	0,88
ЗП	0,24	4,94	47,18	0,31	8,56	23,7		12,17	0,15	0,2		97,45	0,54	0,46	0,07	0,79
ЗП	0,21	5,69	42,05	0,37	11,41	27,6	0,43	11,38	0,21	0,22		99,57	0,49	0,51	0,08	0,71
ЗП	0,17	5,45	47,95	0,26	7,52	24,48		12,01	0,14	0,29		98,27	0,53	0,47	0,08	0,81
ЗП	0,26	5,34	48,32	0,29	7,16	24,3		11,99	0,24			97,90	0,53	0,47	0,08	0,82
ЗП	0,17	5,32	48,16	0,32	7,6	24,42		11,79	0,14			97,92	0,52	0,48	0,08	0,81
ЗП		5,7	48,98	0,28	6,95	24,12		12,12	0,14			98,29	0,53	0,47	0,08	0,83
ЗП	0,19	5,12	50,88	0,22	6,52	23,8		12,7	0,31			99,74	0,55	0,45	0,07	0,84
ЗП	0,24	4,99	46,9	0,29	10,41	23,3		12,52	0,15			98,80	0,54	0,46	0,07	0,75
ЗП	0,19	5,97	48,09	0,19	4,99	25,58		11,62	0,22			96,85	0,51	0,49	0,09	0,87
ЗП	0,21	5,42	49,91	0,29	5,69	23,92		11,18	0,15			96,77	0,50	0,50	0,08	0,85

Трубка	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Sum	Mg#	Fe#	Ti#	Cr#
ЗП	0,19	6,34	46,36	0,22	5,78	26,45		11,28	0,2			96,82	0,49	0,51	0,10	0,84
ЗП		5,84	48,19	0,28	6,63	25,1		12,27	0,14			98,45	0,53	0,47	0,09	0,83
ЗП	0,24	5,49	47,43	0,34	8,94	24,78		12,04	0,11			99,37	0,52	0,48	0,08	0,78
ЗП	0,15	7,91	44,88	0,24	4,8	28,26		11,57	0,1			97,91	0,49	0,51	0,13	0,86
ЗП	0,24	5,22	48	0,31	9,03	24,34		12,21				99,35	0,52	0,48	0,07	0,78
ЗП	0,21	8,17	40,51		5,46	30,25		14,13	0,63			99,36	0,58	0,42	0,14	0,83
ЗП	0,17	5,37	49,11	0,34	7,67	24,66		11,92				99,24	0,52	0,48	0,08	0,81
ЗП	0,17	5,25	48,31	0,31	7,56	23,9	0,44	12,09	0,14	0,24		98,41	0,54	0,46	0,08	0,81
ЗП	0,21	5	49,61	0,29	4,84	24,12		10,58	0,08	0		94,73	0,49	0,51	0,08	0,87
ЗП	0,3	5,14	43,99	0,28	9,75	24,52		12,02		0,25		96,25	0,53	0,47	0,08	0,75
ЗП	0,19	4,72	47,81	0,31	8,75	24,07		11,89				97,74	0,53	0,47	0,07	0,79
ЗП	0,21	6,34	47,05	0,24	5,14	26,64		12,35	0,11			98,08	0,53	0,47	0,10	0,86
ЗП		5,59	48,71	0,34	7,52	24,48		12,14	0,11			98,89	0,53	0,47	0,08	0,81
ЗП		5,22	48,28		9,26	24,16		12,64				99,56	0,54	0,46	0,07	0,78
ЗП	0,17	9,59	41,45		4,87	30,37		12,37	0			98,82	0,49	0,51	0,16	0,85
ЗП	0,24	9,74	40,92	0,31	4,74	29,41		12,54				97,90	0,50	0,50	0,16	0,85
ЗП	0,28	5,39	41,42	0,29	10,83	26,49		13,03				97,73	0,56	0,44	0,08	0,72
ЗП	0,21	5,04	47,93	0,35	8,01	23,74		12,02	0,11			97,41	0,53	0,47	0,07	0,80
ЗП	0,6	5,12	47,53	0,31	7,88	24,3		11,84				97,58	0,51	0,49	0,08	0,80

ПС–Поисковая, КМ–Комсомольская-Магнитная, НВ–Новинка, ДМ–Деймос, ЗП–Заполярная.

$Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$; $Fe\# = Fe/(Fe+Mg)$; $Ti\# = Ti/(Ti+Cr+Al)$; $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$.