

На правах рукописи

КОСТРОВИЦКИЙ
Сергей Иванович

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КИМБЕРЛИТОВ
ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ**

Специальность 25.00.05 – минералогия, кристаллография
25.00.09 – геохимия, геохимические методы
поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск - 2009

Работа выполнена в учреждении Российской академии наук Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН

Официальные оппоненты:

Доктор г.-м.н., член-корр. РАН Е.В. Скляр (ИЗК СО РАН)

Доктор г.-м.н., член-корр. РАН, профессор В.В. Шацкий (ИГМ СО РАН)

Доктор г.-м.н., профессор А.П. Смелов (ИГАБМ СО РАН)

Ведущая организация: Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва)

Защита состоится 24 ноября 2009 г. в 10 часов на заседании диссертационного совета Д 003.059.01 при Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН по адресу: 664033, Иркутск-33, ул. Фаворского 1А, факс (3952)427050

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Автореферат разослан 1 октября 2009 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
к.г.-м.н.

Г.П. Королева

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность проблемы. Кимберлиты - основной в мире, а в России пока и единственный коренной источник промышленных алмазов. Уникальность кимберлитовых пород заключается в том, что они, как содержащие барофильную ассоциацию минералов, предоставляют возможность изучения мантийного петрогенезиса. Несмотря на непрерывный поток публикаций по кимберлитовой тематике, который начался с открытия Якутской кимберлитовой провинции, кимберлитовые породы остаются одним из самых интересных объектов исследований в геологии. Вопросы их происхождения, в особенности барофильных минералов, еще далеки от полного понимания. Актуальность разрабатываемой темы определяется и тем, что исследование типохимизма, микроэлементного состава минералов, - это путь как к выявлению минерало-геохимических критериев поиска новых кимберлитовых трубок, так и к познанию природы глубинных пород.

Цели и задачи исследования. Целью исследований являлось установление закономерностей формирования кимберлитов, и в первую очередь, выделение первичной магматической компоненты кимберлитов. Основные задачи:

- 1) Анализ петрохимической неоднородности кимберлитов в пределах Якутской провинции; обоснование необходимости выделения петрохимических типов.
- 2) Изучение роли вторичного процесса карбонатизации в изменении первичного состава кимберлитов; установление изотопно-геохимических критериев происхождения карбонатов за счет мантийного или осадочно-морского источников.
- 3) Изучение типохимизма макро-, мегакристаллических барофильных минералов разных парагенезисов, исследование их связи с кимберлитообразованием.
- 4) Сравнение изотопно-геохимических характеристик разных петрохимических типов кимберлитов, установление мантийных источников вещества.

Фактический материал. В основу работы положены материалы, полученные автором в течении 40-летних исследований на кимберлитовых трубках Якутской и Северо-Русской провинции, которые проводились с 1969 по 1986 г. в Институте земной коры СО АН СССР, а с 1986 по настоящее время - в Институте геохимии СО РАН. Автор, работая непосредственно в карьерах крупнейших месторождений алмазов, последовательно занимался сначала изучением внутреннего строения кимберлитовых трубок Мир, Интернациональная, Айхал, Удачная, затем исследованием отдельных вопросов по петрохимии и минералогии кимберлитов перечисленных и других месторождений. В последние 15 лет основное внимание автора было обращено на петрохимические, минерально-геохимические и изотопные исследования кимберлитов южных алмазоносных и северных слабоалмазоносных полей. Особый акцент исследований был сделан на изучении состава барофильных минералов из тяжелой фракции кимберлитов. При выполнении планов НИР СО РАН, а также договорных работ с АК «АЛРОСА» (ранее с объединением «Якуталмаз»), КТЭ «Архангельскгеология», «Аэрогеология», автором был собран и изучен каменный и шлиховой материал практически со всех трубок Малоботуобинского, Далдынского, Алакит-Мархинского, Верхнемунского и Куойкского полей и со значительного числа трубок Малокуонамского, Лучаканского, Ары-Мастахского, Староречинского и Орто-Баргинского полей Якутской провинции.

Аналитические работы (более 1000 проб), включающие силикатный анализ и микроэлементные определения (Ni, Co, Cr, V, Zn, Cu, Pb, Li, Rb, F, Cl, Sr, Ba, Zr, Nb) были проведены, в основном, в лабораториях Института геохимии СО РАН, частично, - в Институте земной коры. Химический состав пород определялся методом РФА,

дополняемым определениями FeO, Fe₂O₃, H₂O и CO₂ методами мокрой химии. Редкоэлементный состав кимберлитов изучался методами ICP, атомной абсорбции и пламенной фотометрии. Химический состав оливина, граната, пикроильменита был изучен на рентгеновском микроанализаторе (более 15000 анализов) в ЦАЛ Ботуобинской экспедиции АК «АЛРОСа», Институте геохимии СО РАН, Институте геологии ЯФАН, МГУ, Лэйкхедском университете (Канада), Геологической Службе ЮАР (г. Претория). Редкоэлементный состав гранатов, клинопироксенов, флогопитов (более 60 определений) изучался методом вторично-ионной спектроскопии (SIMS) на микроанализаторе «Cameca IMS ion probe» в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль). Изучение карбонатной составляющей кимберлитов (около 400 проб) было осуществлено методом кальцитометрии, разработанным в Институте геохимии СО РАН Е.И. Воробьевым. Комплексное изучение изотопного состава Sr, С, О и Pb в кимберлитах Якутской и Северо-Русской провинций (более 50 проб) выполнено в лабораториях Института земной коры, Института геохимии СО РАН, а также в Институте геохимии им. Вернадского РАН (г. Москва). Изотопный состав Sr и Nd валовых проб кимберлита (32 пробы) определен в японском Университете города Шинши на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Был также изучен изотопный состав Sr и Nd в мегакристаллах гранатов, клинопироксенов и флогопитов (около 30 определений) на масс-спектрометре Finnigan в ЦКП Иркутского Научного Центра. Изотопный состав кислорода в силикатных минералах был выполнен (58 проб) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 252.

Новизна работы.

1. Впервые проведено комплексное изучение петрохимического, изотопно-геохимического и минералогического состава кимберлитов на представительном материале, охватывающем большинство трубочных тел алмазоносных кимберлитовых полей и значительную часть трубок из северных слабоалмазоносных полей Якутской провинции.

2. Обосновано выделение петрохимических типов кимберлитов, образование которых обусловлено разным соотношением астеносферного и литосферного субстрата, участвовавшего в формировании пород.

3. Аргументирована генетическая связь макро-, мегакристаллических минералов с формированием кимберлитов. Показано, что разные петрохимические типы кимберлитов содержат разные парагенезисы высокобарных минералов.

4. На основе изучения макро-, микроэлементного и изотопно-геохимического составов кимберлитов разработана гипотеза их происхождения, главным моментом которой является установление факта независимости источников макро- и микрокомпонентов кимберлитового субстрата. Показано, что химический состав кимберлитов определялся литосферным материалом верхней мантии в результате захвата дезинтегрированного субстрата и, по-видимому, его частичной ассимиляции. Высокая насыщенность кимберлитов несовместимыми элементами обусловлена преимущественно астеносферным источником.

Практическая значимость. Обобщение полученного автором колоссального по объему аналитического материала по петрохимии, минералогии и геохимии позволило обнаружить ряд характерных особенностей формирования алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов. На основе проведенной автором паспортизации трубок по составу минералов-спутников в алмазоносных кимберлитовых полях, в том числе, Далдынском, Алакит-Мархинском и Верхнемунском, АК «АЛРОСа» была произведена переоценка потенциальной алмазоносности этого региона. Обнаруженные особенности

состава минеральных включений в барофильных минералах являются основой для совершенствования критериев оценки алмазоносности кимберлитов.

Защищаемые положения:

1) Кимберлиты Якутской провинции отличаются широкой изменчивостью составов. В пределах провинции, отдельных полей трубок по содержанию $\text{FeO}_{\text{total}}$, TiO_2 и K_2O устанавливается региональная неоднородность кимберлитов, - выделяется 5 петрохимических типов. В пределах кустов и отдельных трубок кимберлиты проявляют локальную неоднородность, являющуюся следствием дифференциации расплава-флюида при образовании трубочных тел, а также вторичных гидротермально-метасоматических процессов.

2) Характерная для кимберлитов Якутской провинции высокая насыщенность CO_2 обязана, в основном, гидротермально-метасоматическим процессам и в меньшей мере, первичной магматической карбонатной компоненте.

3) Кимберлиты разных петрохимических типов содержат разные ассоциации макро-, мегакристных барофильных минералов, происхождение которых связано с ранним этапом кристаллизации в мантийных условиях: а) низкохромистая, высокотитанистая (титансодержащий гранат (0,4-1,5 мас. % TiO_2), пикроильменит, железистый оливин (>9% Fa), флогопит); б) магнезиально-хромистая (хромистый пироп, хромшпинелид); в) калиевая магнезиально-хромистая (флогопит, хромдиопсид, хромистый пироп); г) титан-магнезиально-хромистая (высокохромистый пикроильменит (до 8 мас. % Cr_2O_3), хромисто-титанистый гранат, хромдиопсид, флогопит; Архангельская провинция).

4) Микроэлементный (по группе несовместимых элементов) состав кимберлитов, в основном, не зависит от вариаций химического состава пород, что указывает на существование разных источников макро- и микрокомпонентов при формировании магнезиального и магнезиально-железистого типов кимберлитов. Химический состав кимберлитов этих типов в значительной мере зависел от участия в их формировании обломочного материала литосферной мантии. Высокий уровень насыщенности кимберлитов несовместимыми элементами (REE, HFSE, U, Th и др.) независимо от петрохимического типа определялся единым астеносферным источником.

5) Изотопный состав Sr и Nd в кимберлитах и родственных породах Якутской провинции характеризует мантийный источник как слабо истощенный, близкий по значению к источнику PREMA. Выдержанность его состава свидетельствует о высоком уровне однородности астеносферы под Сибирской платформой.

Апробация работы. Основные результаты исследований докладывались на международных, всероссийских и региональных конференциях и симпозиумах (около 100 докладов), наиболее крупными из которых являются: Inter. Geol. Cong., 1984, 1996, 2000, 2008; Intern. kimberlite conf., 1991, 1995, 1998, 2003, 2008; XI съезд Межд. Минералог. ассоциации, Новосибирск, 1978; Всес. Совец. по кимберлитам. Симферополь. 1980; VI съезд Всес. Мин. общества, Ленинград, 1981; Геохим. Симпоз., Семинары в ГЕОХИ, М., 1978-2007; Межд. Симпоз. "Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы". Новосибирск. 1988; 16th General Meeting of Intern. Mineralogical Assosiation. Italy, 1994; 4 Межд. Симп. По проблемам прикладной геохимии. Иркутск. 1994; Межд. конф. к 100-летию Н.А.Елисеева. С.-Петербург, 1998; IX съезд Минер. Об-ва при РАН, С.-Петербург, 1999; Межд. Научно-практич. конф. по алмазам, Симферополь, 1999; Межд. Семинар. Иркутск: Институт геохимии СО РАН. 2001; Межд. Симпоз., посвященный 70-летию и акад. Н.В. Соболева. Новосибирск. 2005; Межд. Симпоз., посвященный 100-летию акад. В.С. Соболева. Новосибирск. 2008. Список печатных работ включает более 200 наименований, в том числе, 3 монографии.

Благодарности. Проведенные исследования являются итогом многолетних творческих исканий, на длинном пути которого автор не только встречался, но и работал в тесном контакте со многими геологами – алмазниками, ветеранами труда и на производственном, и на научном поприще. Работа посвящается их памяти – живых и тех, кого уже нет в живых.

Действенную помощь в организации исследований кимберлитовых трубок – месторождений постоянно оказывали геологи рудников Мир, Айхал, Удачная - В.В. Заборовский, В.В. Готовцев, Г.А. Капитонов, Н.И. Степанов, Т.Г. Насурдинов, В.И. Волченко, Г.П. Шмаров, И.В. Маковчук, М.Л. Меркулов, М.А. Карпенко во главе с главными геологами Объединения «Якуталмаз», а в настоящее время АК «АЛРОСа» - А.И. Боткуновым, В.М. Зуевым, С.М. Безбородовым, С.И. Митюхиным.

Можно со всей определенностью сказать, что без внимания к научным исследованиям, сопровождаемых существенной финансовой поддержкой со стороны Амакинской, Ботубинской экспедиций, а также алмазной лаборатории ЦНИГРИ АК «АЛРОСа» данная работа не состоялась бы. Автор выражает свою признательность всем геологам этих организаций, в том числе, И.Я. Богатых, М.М. Богатых, М.И. Лелюху, И.В. Лашкевичу, А.В. Герасимчуку, А.А. Кисляку, А. Я. Ротману, А.В. Толстову, В.Н. Щукину, С.Д. Черному, А.С. Фомину, А.М. Хмелькову. Хочется подчеркнуть, что особо неоценимая помощь в организации полевых работ и в обсуждении полученных результатов на научно-технических советах была оказана геологами Амакинской экспедиции и, прежде всего, ее гл. геологом В.П. Серовым.

Безусловное влияние на формирование основных идей на природу кимберлитов сыграли тесные очные и заочные (через книги, статьи) контакты с такими корифеями науки, как В.С. Соболев, М.М. Одинцов, А.А. Маракушев, И.Д. Рябчиков, В.А. Кононова, Б.М. Владимиров, А.Д. Харьков, А.В. Уханов, Г.П. Кудрявцева, Г.В. Зольников, А.В. Лапин, Б.А. Мальков, В.К. Маршинцев, В.А. Милашев, К.Н. Никишов, Е.В. Францессон.

Особую признательность автор выражает ушедшему из жизни И.П. Илупину, который был пионером в изучении минералогии и геохимии якутских кимберлитов. Скрупулезный стиль исследований Иосифа Петровича, его честность, добросовестность в сборе фактурной аргументации стали для автора примером в работе; многочисленные тропы, которые он пробивал к трубкам, стали и тропами автора; многие из его идей по глубокой связи барофильных минералов с кимберлитами были развиты в настоящем исследовании.

Работа основана на большом объеме аналитических данных, полученных в лабораториях Института геохимии СО РАН, а также в ЦАЛ Ботубинской экспедиции АК «АЛРОСА». Автор очень благодарен всем аналитикам за высокую квалификацию, доброжелательность и проявленную терпимость к заказчику. Изотопные исследования кимберлитов проводились Ю.А. Пахольченко, Г.П. Сандимировой под руководством Г.С. Плюснина и С.И. Дриля, М.Н. Масловской, В.С. Лепиным, Л.В. Днепровской под руководством С.Б. Брандта. В изучении карбонатной составляющей кимберлитов непосредственное участие принимал Е.И. Воробьев. Микронзондовые анализы выполнялись Л.Ф. Суворовой и А.С. Ивановым. Всем им автор выражает благодарность.

Автор признателен коллегам - Л.В. Соловьевой, З.А. Алтуховой, А.И. Альмухамедову, И.В. Ащепкову, О.М. Глазунову, М.А. Горновой, К.Д. Литасову, В.Г. Мальковцу, А.Я. Медведеву, А.С. Мехоношину, О.Б. Олейникову, А.П. Смелову, а также друзьям алмазникам – А.А. Амиржанову, В.П. Корниловой, В.И. Никулину, А.И. Пономаренко, Н.П. Похиленко, С.А. Прокопьеву, З.В. Специусу, В.П. Серенко, И.В. Серову, Г.С., Фон дер Флаассу за действенную помощь в исследованиях. Большая

неоценимая помощь в проведении исследований получена мной от сотрудников лабораторий (в которых я работал) и от моих бывших и настоящих учеников – К.Н. Егорова, В.Т. Подвысоцкого, Н.В. Алымовой, Д.А. Яковлева. Автор благодарен и зарубежным коллегам, научные контакты с которыми были весьма плодотворны – Деону де Бруину (Претория, ЮАР), Р. Митчеллу (Канада), Т.Морикию (Япония).

Автор очень признателен академикам Л.В. Таусону, М.И. Кузьмину за создание творческой атмосферы в институте, чрезвычайно важной для успеха любой научной работы, академику Н.В. Соболеву за постоянное внимание и поддержку проводимых исследований. Неоценимую техническую и моральную помощь на всех этапах исследования оказывала жена и коллега Л.В. Фивейская.

Структура и объем работы. Диссертация объемом 317 страниц состоит из введения, четырех глав и заключения, содержит 166 рисунка, 64 таблицы, 4 приложения, список литературы из 411 наименований. В автореферате материал изложен по главам диссертации.

Условные обозначения, принятые в автореферате: Fa - фаялитовый минал, Ol - оливин, Grt – гранат, Ilm – пикроильменит, Орх – ортопироксен, Enst - энстатит, CrDi – хромдиопсид, Срх – клинопироксен, Sp – шпинель, CrSp – хромшпинелиды, Phl – флогопит, Ap - апатит, Mt – магнетит, TiMt – титаномангнетит, Srp – серпентин, Cal – кальцит, Prvs –перовскит, Mnt – монтичеллит.

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлиты чрезвычайно сложны для изучения в силу неоднородности своего состава, гибридной природы, отсутствия единого равновесного минерального парагенезиса. Формирование кимберлитовых пород имеет свои особенности. Кристаллизация кимберлитов была растянута во времени и в пространстве: начало ее (протомагматическая стадия) происходило в мантии, а завершение - в приповерхностных трубочных условиях. Предполагается, что кимберлитовый расплав нес с глубин 150-200 км во взвешенном состоянии протоминералы и ксенолиты мантийных пород, что и предопределило наличие в кимберлитах наиболее барофильной ассоциации минералов. Хотя заключение о магматической природе кимберлитов является общепризнанным, но при этом очевидно, что в их становлении значительную роль сыграл метасоматоз. На 80-90 % кимберлиты, как правило, представлены серпентином и карбонатом. Именно поэтому одной из сложнейших проблем является выявление в кимберлитах первичной магматической компоненты. Изучению этой проблемы и посвящено настоящее исследование.

ГЛАВА 1. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

Проявления кимберлитового вулканизма на Сибирской платформе объединены в Якутскую кимберлитовую провинцию, занимающую площадь свыше 800000 км². В пределах провинции известно более 800 кимберлитовых тел, распределение которых крайне неравномерно. В Якутской провинции принято выделять южные и северные кимберлитовые поля. К южным относятся (Харькив и др., 1998) алмазоносные поля: Малоботуобинское, Накынское, Далдынское, Алакит-Мархинское, Верхнемунское. К северным причислены две группы полей, приуроченных к южному и восточному склону Анабарского щита (Харамайское, Куранахское, Лучаканское, Дьюкенское, Ары-Мастахское, Староречинское, Орто-Ыаргинское поля) и к Оленекскому поднятию (Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Огонер-Юряхское, Чомурдахское, Мерчимденское, Куойкское, Верхнемолодинское, Хорбусуонское и Толуопское поля).

Пространственное распределение кимберлитовых трубок подчиняется четкому линейному тектоническому контролю, выражающемуся в приуроченности кимберлитовых полей к трем линейно вытянутым минерагеническим зонам (Харькив и др., 1998), в образовании линейно вытянутых цепочек (кустов) трубок в пределах поля, в образовании жильных и даечных кимберлитовых тел. Практически все кимберлитовые тела (за исключением нескольких трубок на Анабарском щите) обнаруживаются в пределах палеозойского осадочного чехла, сложенного, в основном, карбонатсодержащими породами.

Для кимберлитовых пород характерны широкие вариации породообразующих оксидов (Илупин и др., 1978; Харьков и др., 1991; Василенко и др., 1994, 1997). Выделяются региональная и локальная неоднородности кимберлитов, фиксируемые соответственно в пределах всей Якутской провинции, внутри отдельных полей и в пределах куста трубок, отдельных трубок. Если региональные различия обусловлены, предположительно, изначально разными мантийными источниками вещества кимберлитов, то локальная неоднородность связана со вторичными факторами перераспределения химических компонентов кимберлитов. К числу последних относятся все процессы фракционирования кимберлитового расплава при его восхождении с мантийных глубин, такие, как ликвация, опережающий подъем карбонатнасыщенного флюида, фракционная кристаллизация и гравитационное осаждение фено- и ксенокристаллов, экструзивно-эксплозивное формирование разных структурно-текстурных разновидностей кимберлитов в трубочных и кратерных условиях. К вторичным факторам относятся процессы контаминации, засорения ксеногенным материалом вмещающих пород, а также разные по интенсивности гидротермально-метасоматические процессы карбонатизации и серпентинизации.

Несмотря на интенсивность вторичных процессов, установление региональной неоднородности остается возможным благодаря существованию индикаторных относительно инертных оксидов (Милашев, 1965), таких как TiO_2 , FeO_{tot} , K_2O . В пределах Якутской провинции выделяются отдельные кимберлитовые поля, а в пределах полей трубочные тела, кусты трубок, выполненные кимберлитом с относительно высоким или низким содержанием TiO_2 , FeO_{tot} и K_2O . Например, все трубки Накынского поля выполнены относительно высоко-Mg, высоко-K кимберлитом. В Малоботубинском поле имеются трубки, кимберлиты которых характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и FeO_{tot} и трубки, выполненные высоко-Mg, низко-Ti кимберлитом (рис. 1-1). Контрастные различия по содержанию индикаторных оксидов демонстрируют кимберлиты южных и северных полей Якутской провинции (Бородин и др., 1976; Илупин и др., 1978). Средние содержания индикаторных оксидов для кимберлитов из полей Прианабарья (рис. 1-2) превышают в 1,5-2 раза соответствующие величины для кимберлитов из южных алмазоносных полей. Существование региональных различий между кимберлитами по содержанию FeO_{tot} , TiO_2 , K_2O явилось основанием для выделения петрохимических типов (Костровицкий и др., 2004). Основные параметры выделенных типов указаны в табл. 1-1. Соотношение петрохимических типов для разных кимберлитовых полей различно. В Малоботубинском поле 4 трубки из восьми выполнены 3-им магнезиально-железистым типом кимберлита, 3 трубки – 1-ым типом и 1 трубка – 2-ым типом. В Накынском поле известны 3 трубки, представленные только 2-м типом кимберлита. В Далдынском поле доминирует 3-й тип кимберлита, тогда как 1-й и 2-й типы образуют всего несколько трубок. В Алакит-Мархинском поле трубки выполнены кимберлитами 1-го и 3-го типа примерно в равном соотношении. В Верхнемунском поле, в основном, развит 3-й тип кимберлита. На севере Якутской провинции, особенно в Прианабарье, представлены, в

основном, кимберлиты 4-го и 5-го типов. Значительно реже здесь встречаются кимберлиты первых трех типов.

Табл. 1-1. Петрохимические типы кимберлитов в пределах Якутской провинции.

Петрохимические типы		Параметры содержания показательных оксидов (в вес. %)			Типичные примеры трубок данного петрохимического типа	Основные районы распространения
№	Характеристика	FeOtot	TiO ₂	K ₂ O		
1	Mg, низко-Ti, низко-K	<6	<1	<1	Айхал, Интернациональная, Обнаженная	Все алмазоносные поля, за исключением Накынского
2	Mg, низко-Ti, высоко-K	<6	<1	1-2,5	Дачная, Загадочная, Буковинская, Нюрбинская	Накынское поле
3	Mg-Fe, высоко-Ti, низко-K	6-9	1-2,5	<1	Мир, Удачная, Дальняя, Зарница, Сытыканская, Юбилейная, Заполярная	Все алмазоносные поля, за исключением Накынского
4	Fe-Ti, низко-K	8-15	1,5-7	< 1	Дружба, Космическая, Виктория	Северные поля
5	Fe-Ti, высоко-K	8-15	1,5-7	1-5	Лыхчан, Поздняя, Рудный двор, Баргыдымалах	

Исключением является Куойкское поле, в котором кимберлиты 1-го типа достаточно распространены (например, трубки Обнаженная, Оливиновая, Русловая и другие).

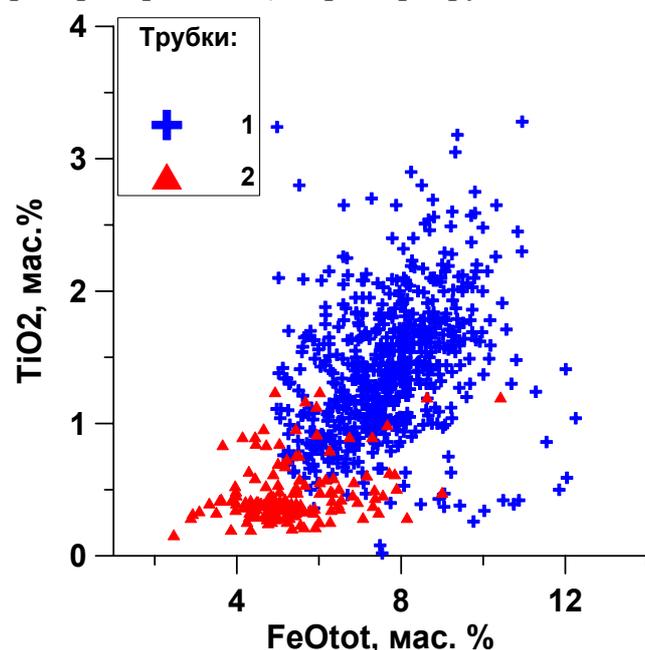


Рис. 1-1. График корреляции FeOtot - TiO₂ для кимберлитов из трубок: 1- Мир; 2- Интернациональная (Малоботуобинское поле). Использованы данные (Василенко и др., 1997).

Кластер-анализ оксидов, проведенный как для полного массива данных, так и для анализов из отдельных кустов трубок разбивает породообразующие окислы на три группы: 1) SiO₂ и MgO, 2) TiO₂, Al₂O₃, MnO, K₂O, P₂O₅, FeOtot, 3) CaO, CO₂. Эти группы соответствуют основным минеральным фазам кимберлитов 1) Ol-Srp, 2) Prvs-Ilm, Phl, Ap; 3) Cal, которые определяют основные направления дифференциации кимберлитового расплава. Доминирующим

фактором изменчивости кимберлитов является процесс карбонатизации, за счет которого содержание CaCO₃ в породе меняется от 1-3% до 70-80%. Как правило, наиболее карбонатизированными являются брекчиевые и туфовидные разновидности кимберлитов.

Детальное изучение коренных месторождений алмазов - кимберлитовых трубок показало, что большинство из них относится к многофазным образованиям (Боткунов, 1964; Классификация..., 1981; Костровицкий, Егоров, 1983). В строении таких трубок, как Мир, Удачная-западная, Удачная-восточная, Айхал,

участвуют не менее пяти структурно-текстурных разновидностей кимберлитов. Кимберлиты разных фаз внедрения образуют внутри трубок, как правило, отдельные самостоятельные тела, особенности контактовых взаимоотношений между которыми помогают установить последовательность их внедрения.

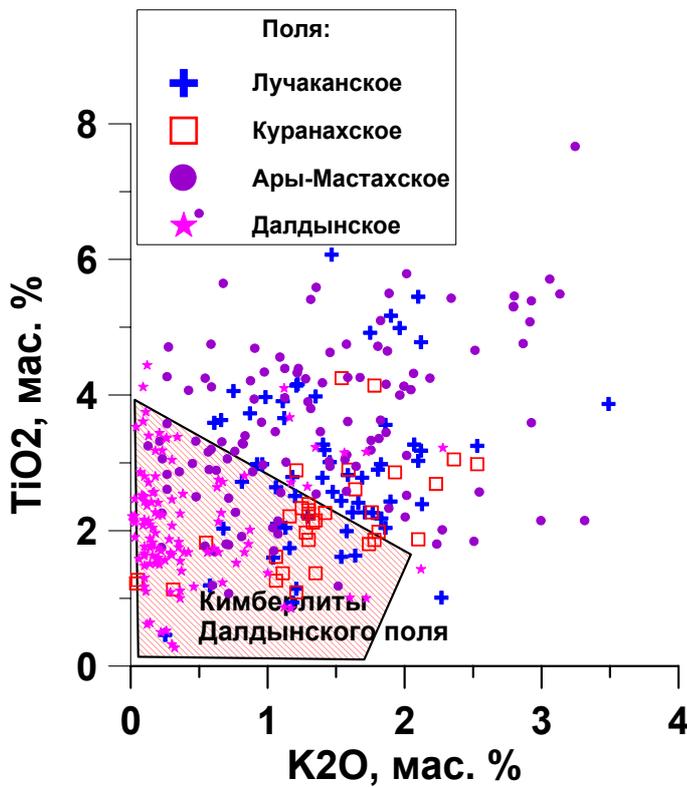


Рис. 1-2. График корреляции содержания K_2O и TiO_2 в кимберлитах и родственных породах полей Прианабарья.

Оказалось, что в большинстве исследованных трубок начальным фазам внедрения отвечают порфиновые кимберлиты с массивной текстурой, а конечным – кимберлитовые брекчии, автолитовые брекчии. Изучение петрохимического состава кимберлитов, слагающих разные фазы внедрения для трубок Удачная-восточная, Удачная-западная и Зарница позволило сделать вывод о закономерной направленности

изменения их составов в сторону последовательного снижения в них содержания Fe, Ti, P. Тот факт, что максимальные концентрации этих оксидов фиксируются в дотрубочных жильных проявлениях (Харькив, 1975), сопровождающих все известные крупные трубки, указывает на то, что данная направленность эволюции состава кимберлитов носит общий характер. Эволюция состава кимберлитов разных фаз внедрения в сложно построенных трубках мы объясняем эффектом более быстрого восхождения к поверхности с мантийных глубин расплава-флюида астеносферного происхождения по сравнению с тем же расплавом, но нагруженным обломочным материалом литосферной мантии. Поскольку породы литосферной мантии преимущественным образом характеризуются относительно высокой магнезиальностью, заключительные фазы внедрения соответственно приобретают более магнезиальный состав.

ГЛАВА 2. СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ВЫСОКОБАРНОЙ АССОЦИАЦИИ В КИМБЕРЛИТАХ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МЕГАКРИСТОВ

Вопросы минералогии кимберлитов Якутии освещены в многочисленных публикациях (Бобриевич и др., 1964; Владимиров и др., 1976, 1987; Гаранин и др., 1984; Илупин и др., 1978, 1987; Ковальский, 1963; Костровицкий, 1986; Лазько, 1979; Никишов и др., 1979, 1981; Сарсадских и др., 1960; Смирнов, 1970; Соболев, 1974; Харьков и др., 1976, 1978, 1998; Бойд, Клемент, 1978; Dawson, Stephens, 1975; Egger e.a., 1979; Haggerty, 1975; Mitchell, 1986, 1995 и др.).

Как правило, кимберлит представляет собой карбонат-серпентиновую породу с незначительными количествами Ol, Phl, Ap, Mt и других минералов. Практически всегда фиксируются аксессуарные высокобарные минералы - Ilm и Grt, реже обнаруживаются CrSp, Enst, CrDi, алмаз, циркон и др. В кимберлитах

северных полей Якутии в значительных количествах встречается Mnt (Ковальский и др., 1969).

В кимберлитах в зависимости от размера выделяются макрокристы (от 0,2-0,5 до 1 см), мегакристы (более 1 см), создающие порфиновый облик породы, и минералы основной массы. К макро-, мегакристам отнесены Ol, обычно замещенный Srp и Cal, реже - Ilm, Grt, Phl, CrSp, CrDi. Минералы основной массы представлены, в основном Srp и Cal. Подчиненное значение имеют доломит, перовскит, TiMt, Phl, Ap, хлорит, сульфиды и др. Основное внимание в работе обращено на высокобарные ассоциации минералов. Особый акцент в исследованиях поставлен на изучении мегакристных минералов, которым принадлежит, по мнению автора, ключевая роль в понимании генезиса кимберлитов.

2.1. Оливин – порообразующий минерал кимберлитов

Оливин - минерал, кристаллизация которого проходила в кимберлитовой магматической системе на всех уровнях восхождения из мантийных глубин. Будучи основным порообразующим минералом, Ol образует макро-, мегакристы, входит в состав основной массы кимберлита, и присутствует в виде включений в других протоминералах - Ilm, Grt, алмазе, цирконе. Ol является основным порообразующим минералом глубинных ксенолитов ультраосновного состава. **Химический и микроэлементный состав Ol из кимберлитов трубки Удачная-восточная.** Уникальную возможность изучения Ol представляет трубка Удачная-восточная, в которой на горизонтах 400-500 м. подсечен несерпентинизированный кимберлит. Макрокристы оливина размером 0,5 мм и выше были разделены на 2 цветовые разновидности – светло-зеленые и желто-бурые. Гистограмма железистости (f) Ol из кимберлитов трубки Удачная-восточная демонстрирует (Барашков, 1981; Костровицкий, 1986) два максимума, падающие на интервалы 6,5-8% и 10,5-12,5%, соответствующие выделенным цветовым разновидностям Ol. Ol из ксенолитов деформированного лерцолита по составу (Fa = 8,5-12,5%) практически не отличается от желто-бурых макрокристов. Мегакристный Ol желто-бурого цвета характеризуется максимальной железистостью (Fa = 12-15,2%).

Корреляционный анализ подтверждает наличие двух групп элементов, характеризующихся различным поведением: 1) Ni, Cr; 2) Co, Ti, Mn, Ca, Zn. Первая группа связана положительной, а вторая - отрицательной корреляцией с магнезиальностью Ol. Деформированные лерцолиты содержат Ol с повышенным содержанием Cr и Ca по сравнению с желто-бурыми макрокристами.

О соотношении цветовых разновидностей Ol. В сложнопостроенных трубках Удачная, Мир, Айхал, Сытыканская проведено более детальное изучение распределения цветовых разновидностей макрокристов Ol в отдельных фазах внедрения кимберлитов. Показано, что кимберлитовые трубки демонстрируют широкие вариации состава Ol. В Далдынском поле имеются трубки, которые заполнены кимберлитом, содержащим: 1) только однородный высоко-Mg Ol зеленого цвета (трубки Осенняя, Зимняя, Аэросъемочная); 2) преимущественно железистый Ol желто-бурого цвета (трубки Полярная, Фестивальная, Ленинградская); 3) Ol с широкой вариацией состава (трубки Удачная, Зарница). Многофазные трубки, как правило, сложены кимберлитом с Ol, неоднородным по составу. Кимберлит в пределах одной фазы внедрения характеризуется относительно устойчивой величиной соотношения цветовых разновидностей Ol.

Для трубки Удачная-восточная установлено, что разные фазы внедрения характеризуются разным составом Ol. В начальной фазе, сложенной овоидофировым кимберлитом фиксируется максимальное содержание желто-бурого Ol; в дейтеропорфировом кимберлите соотношение примерно равное, а в одной из самых поздних фаз внедрения – автолитовой брекчии - отмечается только зеленый Ol.

Кристаллические включения в оливинах. Изучена коллекция включений в макрокристаллах (Костровицкий и др., 1984) и мегакристаллах Ol из неизмененного кимберлита трубки Удачная-восточная. Исследование проведено на представительной выборке включений: в макрокристаллах Ol проанализировано 30 Grt, 17 Орх и 23 Срх, в мегакристаллах Ol – проанализировано 38 Grt.

Grt из макрокристаллов Ol относится к Alm-Pyр ряду с широко варьирующими $mg\#$ ($100Mg/(Mg+Fe)$) и $Ca\#$ ($100Ca/(Ca+Mg)$). Согласно классификации Н.В.Соболева (1974) большинство из них (60%) попадает в поле лерцолитового парагенезиса. Grt дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 30%, а верлитового - 10% от общего числа включений. CrDi из Ol обнаруживает широкий диапазон изменчивости $mg\#$ (87,1-94,1%), $Ca\#$ (41,2-49,7%) и хромистости ($Cr\# = 100Cr/(Cr+Al) = 13,8-58,9\%$). Подавляющее большинство включений относится к кальциевым пироксенам ($Ca\# > 44$). Орх из Ol характеризуется выдержанным составом и является высоко-Mg ($mg\#$ - от 92,4 до 94,4%). Включения представляют собой результат совместной кристаллизации с Ol-хозяином. Об этом свидетельствуют корреляционные связи между содержаниями отдельных элементов и их отношениями в минералах, а также последовательная смена набора включений по мере возрастания железистости содержащих их Ol. Характерен широкий диапазон T^0 кристаллизации включений из макрокристаллов Ol - от 712 до 1242° (оценка проведена по термометрам (Mercier, 1980; Wood, Banno, 1973; Wells, 1977; Davis, Boyd, 1966)). Более высокая T^0 кристаллизации соответствует минералам с относительно высокой железистостью и низким содержанием Cr_2O_3 .

Большинство включений Grt из высоко-Mg мегакристаллов Ol (около 80%) (рис. 2-1) принадлежит дунит-гарцбургитовому парагенезису. Сравнение с включениями Grt из алмазов (использованы литературные данные) указывает на полное подобие их составов, что подтверждает вывод (Pokhilenko et al, 1991; Похиленко и др., 1993) о том, что источником алмазов с включениями ультраосновного парагенезиса служили мегакристаллические дунит-гарцбургитовые породы. Одной из особенностей состава включений Grt ультраосновного парагенезиса в алмазах по сравнению с включениями из Ol является их более высокая магнезиальность (рис. 2-2).

Выше показано, что только меньшая часть минеральных включений из макрокристаллов Ol имеет состав, близкий составу включений из алмазов. По распространенности включений также имеются существенные различия. В алмазах наиболее распространены CrSp, Grt и Ol (Соболев и др., 1974, 1975). Среди включений в Ol чаще встречается CrSp, CrDi обнаруживается наравне с Grt. В Ol с фаялитовым миналом выше 8% содержатся минеральные включения, которые по составу не имеют аналогов среди включений в алмазах. Таким образом, сопоставление составов включений в Ol и алмазах указывает на узкую область их совместной кристаллизации. Во время кристаллизации значительной части зеленых и всей группы желто-бурого Ol алмазы не образуются.

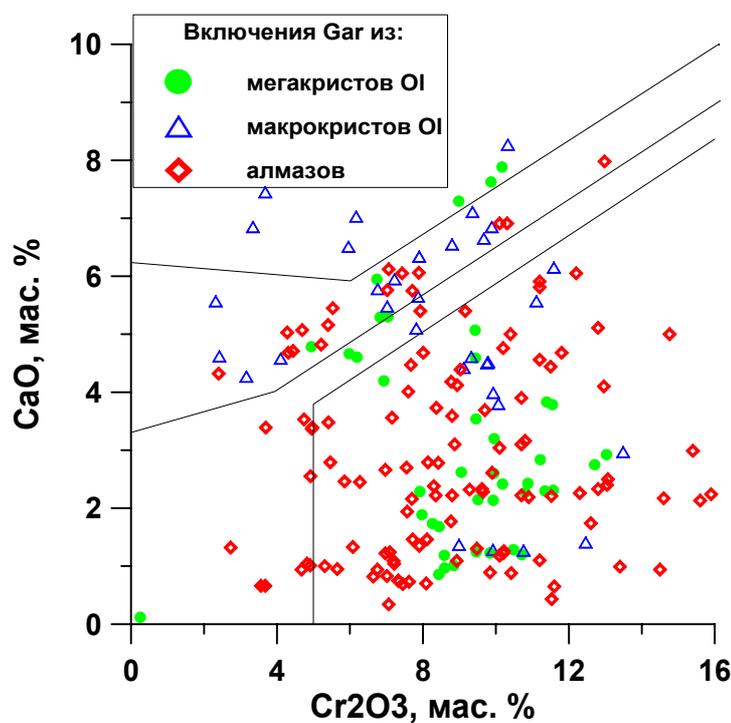


Рис. 2-1. Бинарная диаграмма Н.В. Соболева для включений Grt из макро-, мегакристов OI и алмазов. Ломаные линии отделяют парагенезисы (сверху – вниз: верлитовый, лерцолитовый и дунит-гарцбургитовый, справа внизу – алмазоносный дунит-гарцбургитовый).

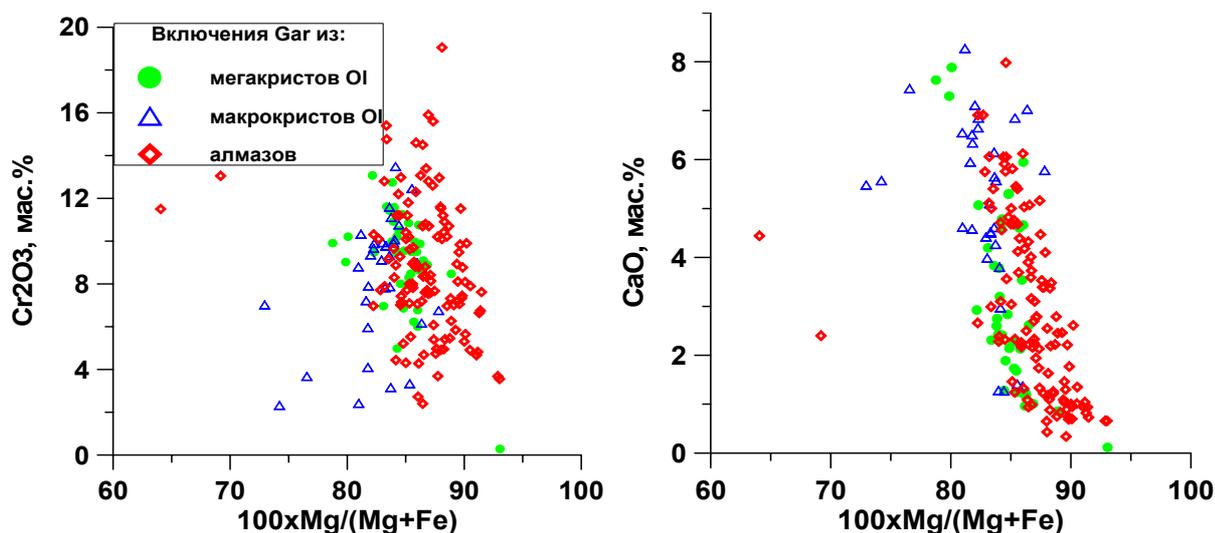


Рис. 2-2. Корреляционные графики между параметрами магнезиальности и содержания Cr₂O₃ и CaO для включений Grt из макро-, мегакристов OI и алмазов.

О происхождении OI. Идиоморфизм зерен, существование четких трендов постепенного возрастания концентраций Cr, Ti и понижения Ni, Co с уменьшением размеров зерен, высокие концентрации Ca подтверждают общую точку зрения о кристаллизации OI основной массы из кимберлитового расплава. В то же время, следует согласиться с поправкой исследователей (Kamenetsky et al, 2008) о более высокотемпературных условиях кристаллизации ядерных частей по сравнению с периферийной зоной OI. Ядра OI представлены, в основном, зернами с четкой кристаллографической огранкой, что служит основанием для вывода о фенокристном их происхождении. Разный состав ядерных частей фенокристного OI (Kamenetsky et al, 2008) убедительно указывает на гетерогенность кимберлитового расплава из трубки Удачная-восточная.

Существуют две противоположные точки зрения, объясняющие происхождение макрокристов OI: 1) в результате кристаллизации из кимберлитового расплава (Барашков, 1981; Илупин, 1963, 1969, 1974; Милашев и

др., 1963), 2) путем дезинтеграции мантийных пород (Сарсадских и др., 1960; Благулькина и др., 1962; Благулькина, 1976; Мальков и др., 1978, 1997; Родионов, 1981). Безусловно, ксеногенное происхождение имеют мегакристы высоко-Mg состава, нередко содержащие кристаллические включения низко-Ca, высоко-Cr Grt, относящиеся к дунит-гарцбургитовому парагенезису. Возраст таких мегакристов, оцененный Re-Os методом по содержащимся в них сульфидным включениям составляет 2,4 млрд лет (Griffin et al, 2002). Обнаруживаются крупнопорфировые разновидности кимберлитов (например, в трубках Удачная-восточная, Интернациональная), в которых мегакристы содержатся в значительных концентрациях (рис. 2-3). В демонстрируемом образце кимберлита мега-, макрокристы составляют в целом до 60-70 об. % породы. Угловатая и угловато-округлая форма порфирокласт свидетельствует о происхождении их в результате дезинтеграции мантийных пород. Хотя макрокристы представлены псевдоморфозами серпентина по Ol, наличие в них кристаллических включений Grt краснофиолетового и малинового цветов (отвечающих низко-Ca, высоко-Cr парагенезису) несомненно указывает на дунит-гарцбургитовый источник. Гораздо большее распространение в разрезе литосферной мантии по сравнению с дунит-гарцбургитами имеет лерцолитовый парагенезис пород и соответственно, обломочный материал последних доминирует в кимберлитах.

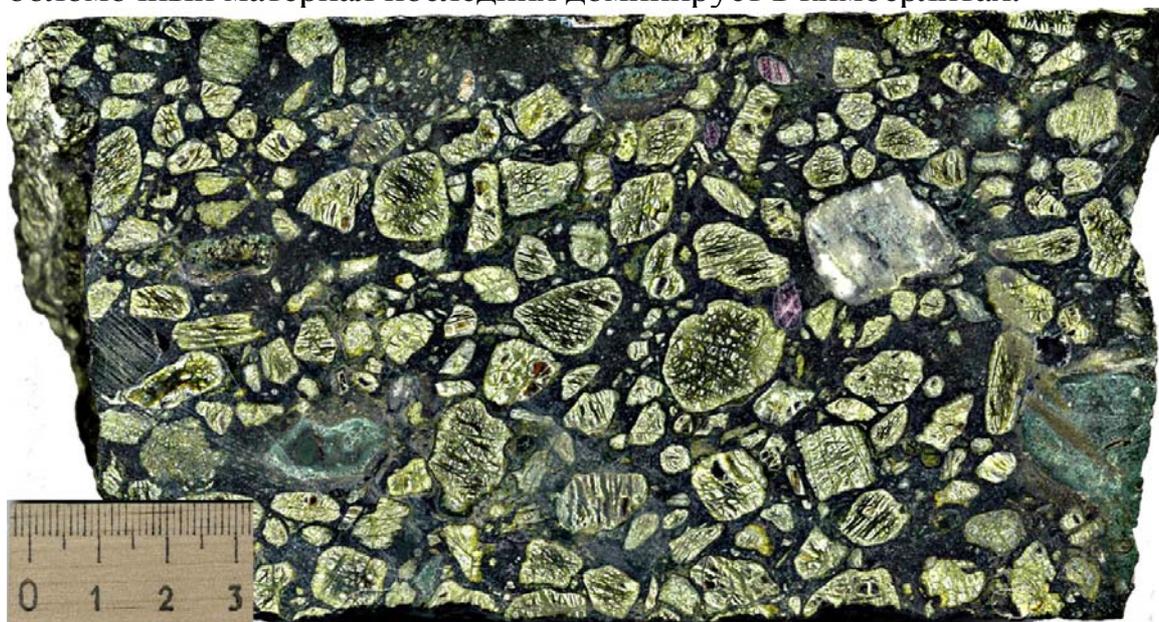


Рис. 2-3. Крупнопорфировый кимберлит из трубки Интернациональная.

Наличие трубок, кимберлит которых содержит Ol или только высоко-Mg, или только относительно железистый, или варьирующее соотношение соответственно зеленых и желто-бурых Ol, двухвершинный характер гистограмм распределения Fe-минала более логично объясняются ксеногенной природой большей части макрокристого Ol. По данным Ю.П. Барашкова (1981) гистограмма распределения состава Ol из мантийных ксенолитов также является двухвершинной. Изученные нами P-T условия кристаллизации Ol могут быть равным образом соотношены и с фенокристным, и ксенокристным его генезисом.

Несомненно генетическую связь с кимберлитами имеют макро-, мегакристы Ol желто-бурого цвета, отличающиеся от Ol из деформированных лерцолитов еще более высокой железистостью. Заметим, что содержание Fe-минала в макро-, мегакристах Ol из кимберлитов северных полей достигает по нашим

данным 18-20%. Как правило, данный Ol ассоциирует с желваками Pm, Phl, реже Crx (Костровицкий и др., 2003) и составляет с ними одну низко-Cr, высоко-Ti ассоциацию мегакристов, происхождение которой связывается с образованием кимберлитов (Костровицкий, 1986, 2008; Nowell et al, 2004).

2.2. Пикроильменит

Пикроильменит (Pm) относится к числу наиболее важных (Соболев, 1980) типоморфных минералов кимберлитовых пород. Изучению этого минерала посвящена обширная литература (Илупин и др., 1974; Ковальский, 1963; Милашев и др., 1963; Гаранин и др., 1978-2008; Костровицкий и др., 1986, 2005; Mitchell, 1973a, 1977; Haggerty, 1975; Haggerty, Hardie, 1979), в которой детально обсуждаются вопросы состава, фазовой неоднородности, физических свойств Pm. Форма нахождения Pm в кимберлитах различна, но основная - в виде отдельных макро, мегакристных образований размером до 4-5 см. В ряде трубок отмечается Pm основной массы кимберлита, отличающийся мелкими размерами (до 1 мм в поперечнике), более совершенным габитусом кристаллов и их составом. Самостоятельную группу представляют собой включения Pm в других минералах, - в Grt (Соболев и др., 1975; Шестакова и др., 1981), значительно реже - в Ol, Crx (Лазько, 1979) и в единичных случаях - в алмазах (Соболев, 1974; Соболев и др., 1976). Pm присутствует в составе редких ксенолитов у/о и основного состава.

Состав макро-, мегакристного Pm. Причина неудач обнаружить особенности состава Pm из разных полей (Илупин и др., 1992; Геншафт и др., 1983) заключается в том, что исследователи акцентировали внимание на сопоставлении статистических параметров состава. Однако, усредненный состав Pm из разных полей оказался достаточно близким друг другу. Гораздо более информативным является рассмотрение трендов изменчивости состава Pm. Как нами было показано (Костровицкий и др., 2006) каждое из алмазоносных полей характеризуется своеобразием распределения фигуративных точек состава на графиках MgO - Cr₂O₃ и MgO - Al₂O₃.

Изучение особенностей распределения состава Pm в пределах Далдынского поля (около 5000 анализов из 52 трубок) позволило установить (Костровицкий и др., 2000; Алымова и др., 2004) следующие закономерности:

1) Сопоставление усредненных значений содержания основных оксидов (TiO₂, MgO, Cr₂O₃ и FeOtot) в Pm из разных трубок одного и того же куста показало, что они характеризуется близкими значениями, а Pm из разных кустов имеет значимые отличия по одному из указанных выше параметров (рис. 2-4). Фигуративные точки состава Pm из трубок одного куста располагаются на графике друг около друга. 2) Pm из каждого из кустов трубок Далдынского поля демонстрирует отличительный тренд составов на графике MgO-Cr₂O₃ (рис. 2-5). И не только в Далдынском, но и в других кимберлитовых полях в этих координатах для Pm отсутствует единый тренд.

3) Показательны графики корреляции содержания Al₂O₃ с MgO. Al₂O₃ в интервале изменения содержания MgO (от 8,5 до 12-13 вес. %) обычно остается постоянным и лишь в узком интервале (от 7,0 до 8,5 вес. % MgO) положительно коррелирует с этим оксидом. Следует заметить, что подобная картина зависимости устанавливается (Алымова и др., 2004) для всех кустов трубок Далдынского поля; при этом отмеченные диапазоны корреляции у них совпадают.

О происхождении Птм. Образование макро-, мегакристаллического Птм связывается исследователями с 1) дезинтеграцией Птм гипербазитов (Сарсадских, Ровша, 1960; Пономаренко и др., 1971; Haggerty, 1975); 2) кристаллизацией из фракционирующего кимберлитового расплава (Милашев, 1965; Францессон, 1968;

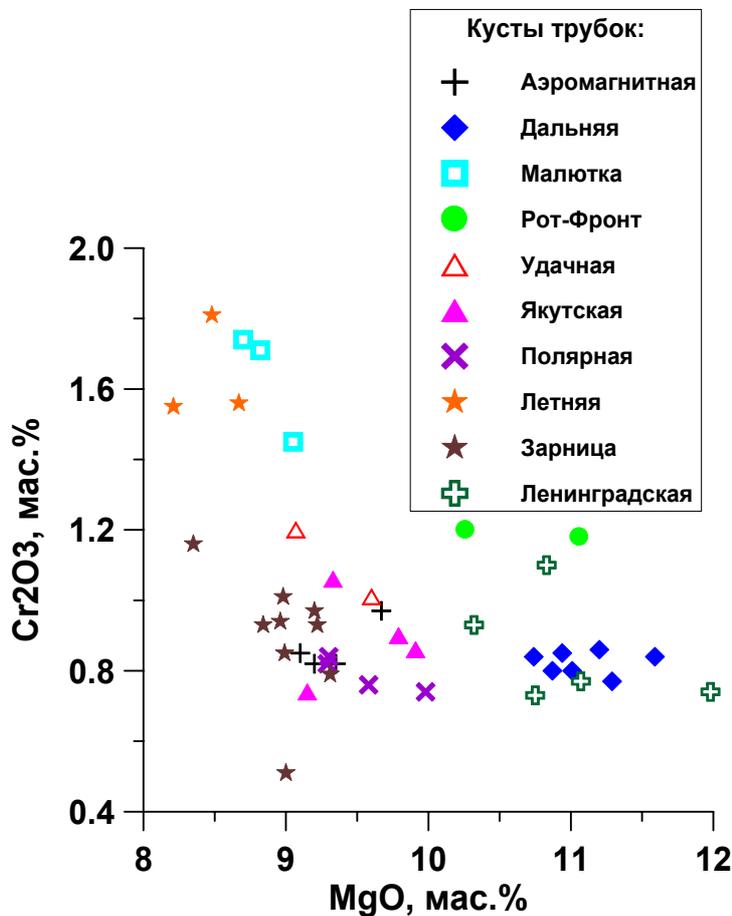


Рис. 2-4. Средние содержания оксидов в пикроильменитах из трубок разных кустов Далдынского поля. Точки составов Птм из разных трубок одного куста показаны одним и тем же значком.

Илупин и др., 1974, 1982; Лазько, 1979; Mitchell, 1973, 1986); 3) кристаллизацией в астеносферном слое мантии (Nixon, Boyd, 1973.; Gurney et al, 1979). Изложенные выше особенности распределения состава Птм позволяют сделать ряд генетических выводов. Близость усредненных составов Птм для разных алмазоносных полей предполагает, что источник первичного расплава для Птм был единый, предположительно (Nixon, Boyd, 1973.; Gurney et al, 1979), астеносферный. На единый мантийный источник указывает и

сходство трендов состава на графиках MgO-Al₂O₃ для всех кустов трубок Далдынского поля. А вот существенные различия в трендах состава Птм в координатах MgO-Cr₂O₃ для разных кустов трубок (рис. 2-5), для разных кимберлитовых полей свидетельствует о специфических условиях кристаллизации, которые существовали в разных магматических очагах.

Ранее (Костровицкий и др., 2003) было сделано предположение, что формирование разных кустов трубок было связано с разными магматическими очагами. Специфика формирования каждого магматического очага, предположительно, была связана с процессом ассимиляции пород неоднородной литосферной мантии, что нашло отражение в разных типах распределения Cr₂O₃ в Птм для разных кустов трубок поля.

Сравнение состава макрокристаллического Птм с Птм из мантийных ксенолитов трубки Удачная-восточная (Костровицкий, 1986; Алымова и др., 2004) показало, что Птм из ксенолитов является более магниезильным, относительно низко-Cr и более восстановленным, чем макрокристаллы Птм. Следовательно, макрокристаллический Птм в кимберлитах этой трубки не мог произойти в результате дезинтеграции мантийных пород. На генетическую связь Птм с кимберлитами указывают и определения возраста Птм (Lu-Hf методом (Nowell et al, 2004)), а также возраста мегакристаллических Grt и Phl (см. соответствующие разделы), которые составляют с Птм единую парагенетическую низко-Cr ассоциацию. Эти возраста или совпали,

или оказались близки к возрасту внедрения кимберлитов. Кристаллизацию Пт следует рассматривать как процесс, сопряженный с образованием кимберлитов.

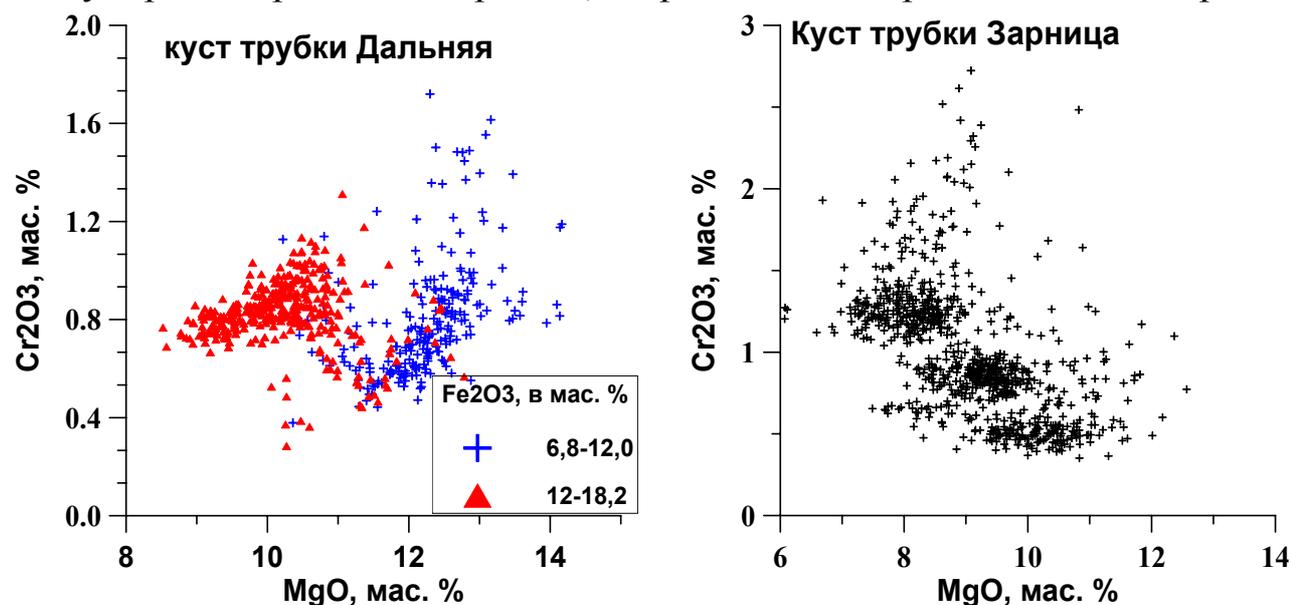


Рис. 2-5. Разные типы распределения фигуративных точек состава Пт на графиках MgO-Cr₂O₃ для разных кустов трубок Далдынского поля.

2.3. Мегакристалльный гранат

Среди акцессорного Grt, широко варьирующего по составу, выделяется высоко-Ti группа, большая часть которой, размером более 1 см относится к мегакристалльной ассоциации. Для мегакристаллов Grt из трубок Мир, Удачная, Дальняя, Зарница, из трубок куста Веселый, из трубки им. Гриба характерны (Костровицкий и др., 1997; Kostrovitsky et al, 2004) широкие вариации состава, типичные для подобных мономинеральных образований из других провинций Мира (Nixon, Boyd, 1973; Eggler et al., 1979; Gurney et al., 1979; Mitchell, 1986). Магнезиальность ($mg\# = 100Mg/(Mg+Fetot)$) Grt варьирует в пределах 71,1 - 84,0 при среднем значении 78,7 (184 анализа). Изученные мегакристаллы Grt, в основном, относятся к низко-Cr ассоциации ($Cr_2O_3 < 2,0\%$). Мегакристаллы Grt из трубок Верхнемунского поля отличаются более высокой хромистостью (до 7,1% Cr_2O_3). Высокой хромистостью характеризуются также мегакристаллы из трубки Гриба Архангельской провинции (0,6-5,6 % Cr_2O_3 , среднее – 2,6 %). На треугольной диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 2-6) фигуративные точки мегакристаллов Grt из трубки Удачная-восточная образуют тренд, параллельный оси Mg-Fe при относительно постоянном Ca. Аналогичные тренды демонстрируют низко-Cr мегакристаллы из других трубок Якутской провинции (Костровицкий и др., 1997) и из других провинций Мира (Mitchell, 1986).

Распределение REE в низко-Cr мегакристаллах Grt (рис. 2-7) характеризуется последовательным увеличением нормированного содержания от La к Yb и в целом отвечает равновесному магматическому типу распределения. Для высоко-Cr Grt из Верхнемунского поля данное распределение нарушается в области тяжелых элементов (HREE), где кривая спайдердиаграммы выполаживается с тенденцией к изменению равновесного распределения на синусоидальное. Характерной особенностью для Grt является четкая обратная корреляция между содержанием REE и магнезиальностью минерала (рис. 2-7), что установлено для мегакристаллов Grt из всех трубок без исключения.

В трубке Удачная-восточная деформированные перидотиты представлены преимущественно Grt лерцолитами, различающимися по структуре, по составу минералов, по степени деформированности. Для крупнопорфирового типа ксенолитов характерны обогащенность Grt и Crx (до 25-30% каждого минерала),

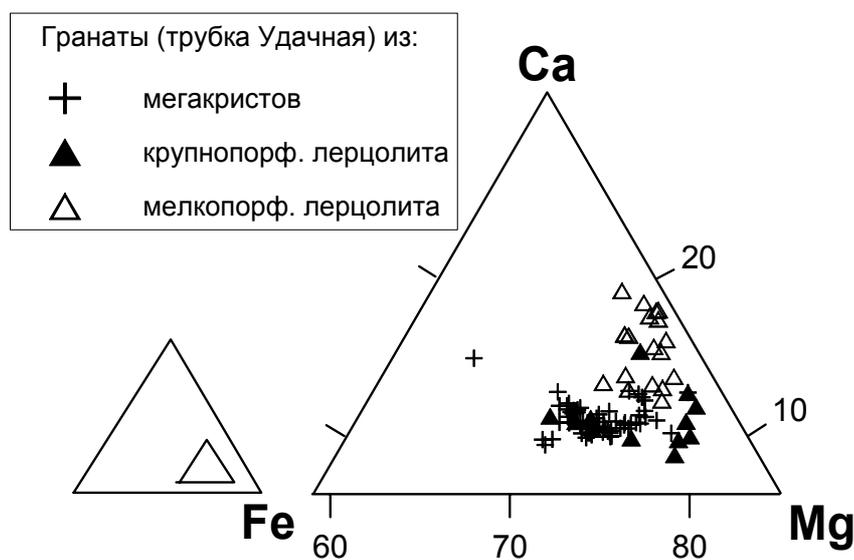


Рис. 2-6. Состав Grt из мегакристовой ассоциации и деформированных лерцолитов из трубки Удачная.

относительно крупные порфироиды Grt (1-6мм).

Мелкопорфировые лерцолиты резко обеднены Grt (обычно менее 10%) и Crx (менее 3-5%), зерна Grt имеют размер <1-2 мм.

Выделенные две группы деформированных

лерцолитов четко различаются по составу Grt. Grt крупнопорфирового типа перидотитов, в основном, относится к низко-Cr высоко-Ti ассоциации, демонстрируя высокий уровень сходства с мегакристами Grt. Фигуративные точки состава граната из крупнопорфировых лерцолитов образуют на диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 2-6) тренд, близкий тренду мегакристового Grt, слабо наклоненный к оси Mg-Fe при относительно постоянном Ca. Grt из пород мелкопорфирового типа характеризуются средне-, высоко-Cr, высоко-Mg составом. Их составы образуют на диаграмме типичный для лерцолитов тренд, субпараллельный оси Mg-Ca при относительно постоянном Fe.

Распределения REE для Grt из крупно- и мелкопорфировых ксенолитов контрастно различаются (рис. 2-6). Низко-Cr Grt крупнопорфировых лерцолитов как по уровню содержания, так и типу кривых близок Grt из низко-Cr мегакристов. Для крупнопорфировых лерцолитов, содержащие Grt с повышенным содержанием Cr_2O_3 (пробы 00-101 и 02-49), данное распределение нарушается в области HREE. Здесь, как и для высоко-Cr мегакристов Grt, фиксируется выполаживание кривых спайдерграмм в области HREE. Для мелкопорфировых ксенолитов распределение REE характеризуется четкой синусоидальной формой кривых.

О происхождении мегакристов граната. Происхождение мегакристов связывается с процессом фракционной кристаллизации (Eggler et al, 1979; Gurney et al, 1979; Hearn et al, 1995). Сходство в поведении как петрогенных, так и редкоземельных элементов в Grt из крупнопорфировых деформированных лерцолитов и мегакристов указывает на происхождение данных образований из единого источника, а возможно, и о близких процессах кристаллизации. Следующие факты трудно объяснить с позиции гипотезы происхождения мегакристов только за счет фракционирования из магматического расплава: 1) Обратная корреляционная связь концентрации всех несовместимых редких элементов в гранатах с параметром $mg\#$. Поскольку коэффициенты распределения Grt-расплав для ряда несовместимых элементов ($Du - 1,592$; $Y - 2,5$;

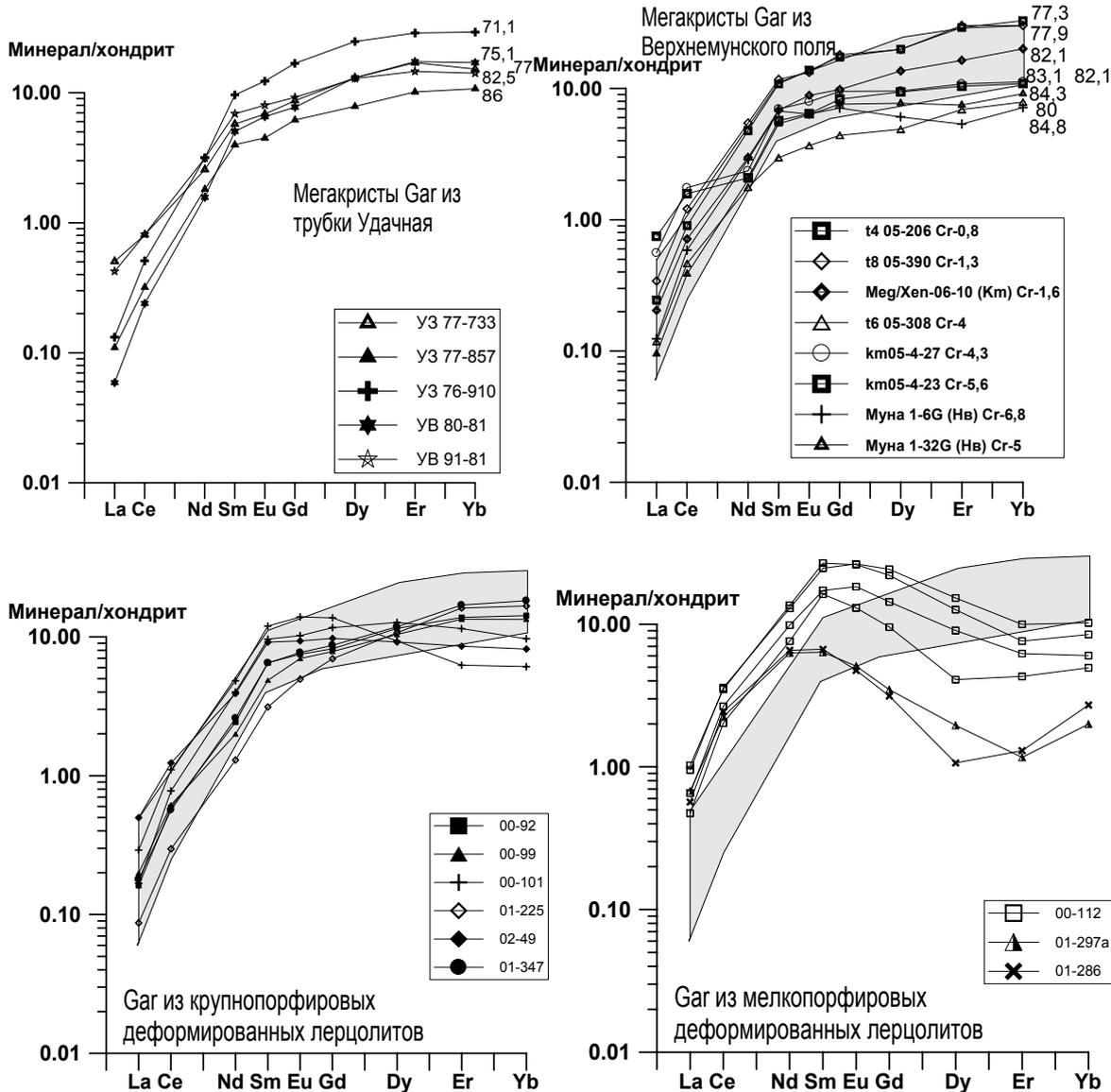


Рис. 2-7. Спайдерграммы распределения REE для Grt из мегакристовой ассоциации и деформированных ксенолитов. Выделенное серое поле на графиках – поле состава низко-Cr мегакристов. На верхних графиках приведены значения параметра $mg\#$ для мегакристов Grt.

Er- 2,702; Yb – 4 (Xie et al, 1995) > 1, содержание этих элементов в расплаве должно убывать по мере более ранней кристаллизации высоко-Mg Grt. 2) Относительно более высокие значения P-T параметров при кристаллизации низко-Mg, низко-Cr Grt (1370-1400°C, 70-80 кбар) по сравнению с высоко-Cr (1294-1340°C, 62-63 кбар). Расчет произведен для минералов из деформированных лерцолитов, демонстрирующих сходство по составу с мегакристами. Аналогичные соотношения P-T параметров рассчитываются и для ассоциации мегакристных минералов из кимберлитов штата Монтана (США) по литературным данным (Hearn, 1994). Между тем, механизм фракционной кристаллизации предполагает обратные соотношения, - высоко-Cr, высоко-Mg разновидности Grt должны быть и более высоко- T^0 .

Поведение несовместимых редких элементов в Grt из крупнопорфировых деформированных перидотитов и мегакристов объясняется процессом рефертилизации или астеносферизации литосферной мантии (Burgess, Harte, 2004). Предполагается, что в результате межзернового просачивания расплава

через твердую породную матрицу в нем происходит фракционирование элементов, приводящее к накоплению в остаточном расплаве наиболее несовместимых редких элементов, в том числе LREE и к его обеднению HREE. Механизм рефертилизации объясняет только особенности распределения редких элементов в деформированных перидотитах, но не в мегакристаллах Grt. Очень вероятно, что, кристаллизация мегакристалльной ассоциации происходила непосредственно из астеносферного расплава, который по мере восхождения, с одной стороны, оказывал метасоматическое воздействие на породы литосферной мантии, а с другой, сам эволюционировал в сторону повышения магнезиальности и хромистости за счет контаминации литосферным веществом. Метасоматизирующее воздействие эволюционирующего расплава нашло отражение в формировании зональности гранатов деформированных лерцолитов, выраженной в обогащении Cr краевых зон и в заметном снижении в них концентрации HREE (Соболев и др., 1997). Максимально процесс контаминации проявился при формировании расплавов, из которых кристаллизовались высокохромистые мегакристаллы Grt из трубок Верхнемунского поля и трубки им. Гриба.

2.4. Шпинелиды (Sp) из кимберлитов Якутской провинции

Шпинелиды в кимберлитах образуют разные генетические группы: 1) макрокристалльные Sp размером от 0,2 до 2-3мм; 2) из основной массы кимберлитов размером <0.1-0.2мм; 3) из мантийных ксенолитов; 4) из алмазосодержащих парагенезисов. Важной особенностью макрокристалльных шпинелидов является существование двух групп, резко различающихся по трендам состава, по корреляционным связям, – низко-Mg (до 45-46 % mg#) и высоко-Mg (свыше 45-46 % Mg#). Обнаружено, что тренды состава макрокристалльных Sp зависят от петрохимического типа кимберлита. Высоко-Mg кимберлиты (тип 1) содержат Sp с угнетенной низко-Mg ветвью на графиках Mg#-Cr₂O₃, Mg#-TiO₂ (рис. 2-8). Mg-Fe кимберлиты (тип 3) демонстрирует соответствующие графики с четко выраженными двумя трендами (рис. 2-9). Содержание TiO₂ в Sp обеих ветвей

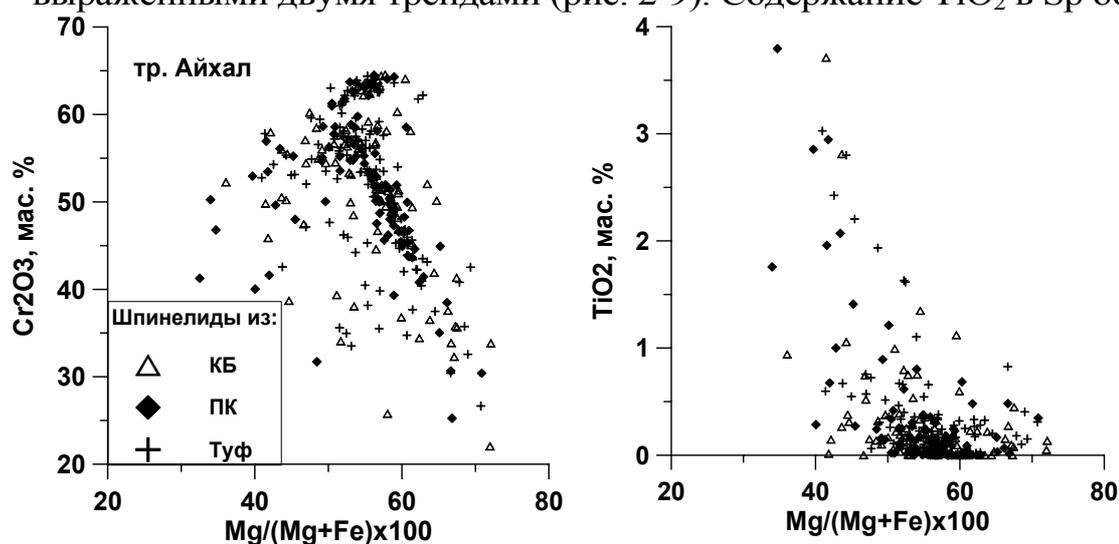


Рис. 2-8. Графики корреляции состава акцессорных шпинелидов из кимберлитов трубки Айхал (1-й петрохимический тип). Условные обозначения: КБ – кимберлитовая брекчия, ПК – порфиновый кимберлит.

достигает 4-5 вес. %. Fe-Ti 4 и 5 типы кимберлитов, распространенные в северных полях Якутской провинции, в частности, в Прианабарье, содержит Sp (рис. 2-10) также с четко выраженными двумя ветвями (трендами) на графике

mg# - Cr_2O_3 . При этом содержание TiO_2 в низко-Mg ветви Sp достигает 16 вес. % и более, в высоко-Mg – до 6 вес. %.

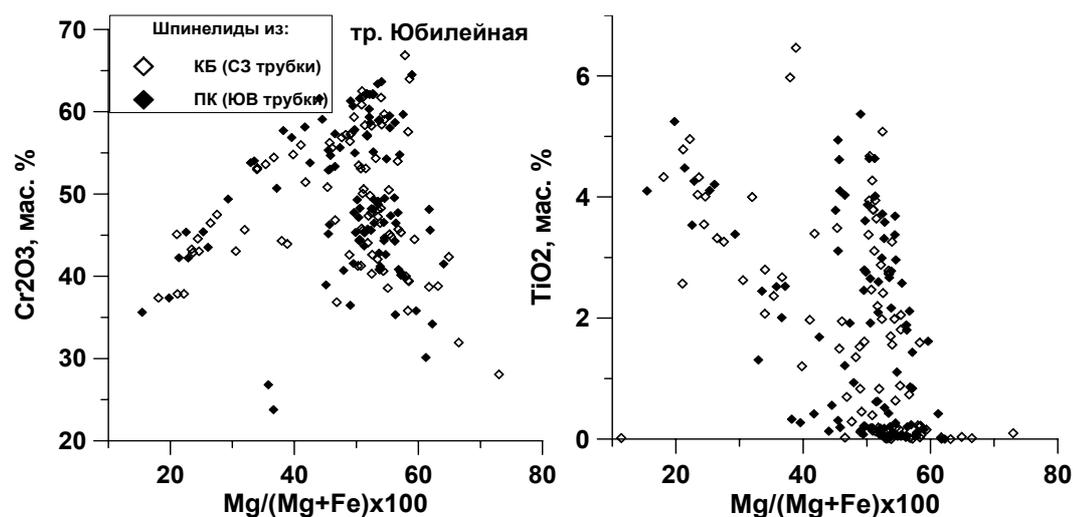


Рис. 2-9. Графики корреляции состава макрокристаллических шпинелидов из кимберлитов трубки Юбилейная (3-й петрохимический тип).

Явная зависимость трендов состава макрокристаллических шпинелидов от состава вмещающих кимберлитов указывает на фенокристное происхождение доминирующей части шпинелидов. Ульвошпинелевый и магнетитовый минал появляется в составе Sp, не только на заключительной позднемагматической стадии при кристаллизации минералов основной массы, но и ранее – при кристаллизации макрокристаллов. Вывод о фенокристном происхождении доминирующей части макрокристаллических шпинелидов имеет важное значение для дальнейших исследований условий прохождения и возможной кристаллизации кимберлитового расплава на протяженном пути - из мантийного очага до трубочного канала, для выяснения индивидуальных условий становления кимберлитов в разных трубочных телах.

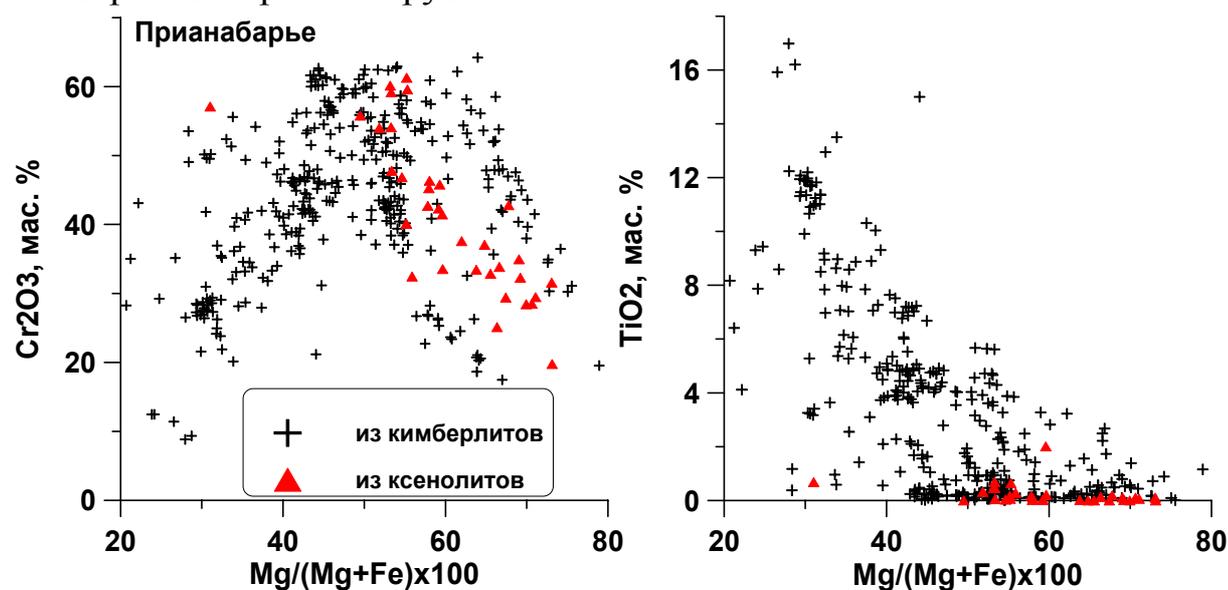
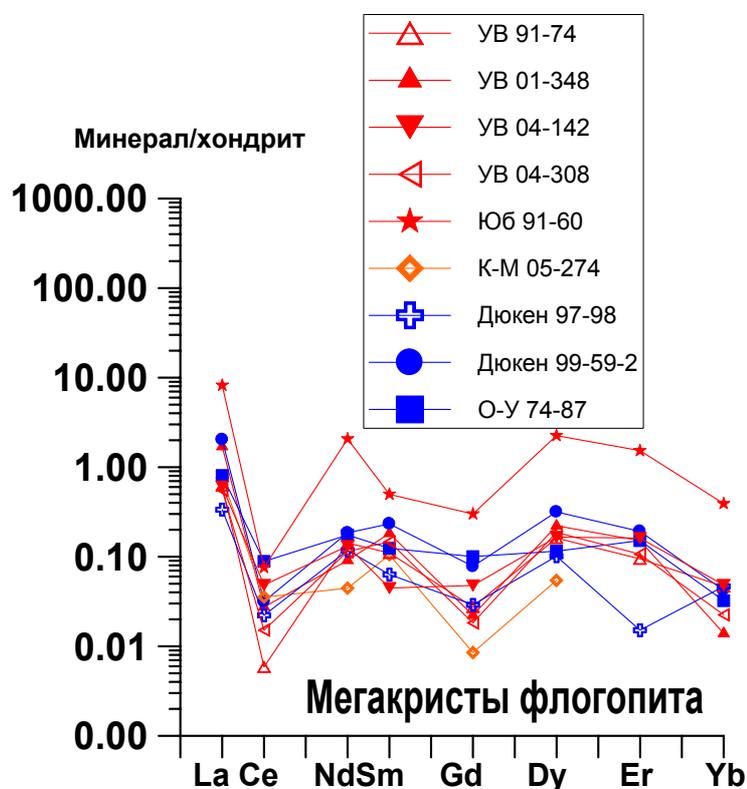


Рис. 2-10. Графики корреляции состава макрокристаллических шпинелидов из кимберлитов Прианабарья (4-й и 5-й петрохимические типы).

2.5. Мегакристы флогопита

Мегакристы Phl (очень редкие образования в южных алмазонасных полях, чаще встречаются в кимберлитах северных полей) образуют уплощенные, пластинчатого габитуса, с округленными краями монокристаллы темно-коричневого, с бронзовым оттенком цвета, достигающие размера 8-10 см. Обычно кристаллы разбиты тонкой системой трещин, деформированы. Большинство из мегакристов Phl являются низко-Cr. Мегакристы Phl из северных кимберлитовых полей отличаются пониженной магнезиальностью, более высоким содержанием TiO_2 .



Распределение REE, в мегакристах Phl характеризуется одинаковой формой кривых спайдердиаграмм (рис. 2-11),

Рис. 2-11. Спайдерграммы распределения REE для мегакристов Phl из кимберлитовых трубок Якутской провинции. Используются сокращенные наименования трубок и полей: УВ- Удачная-восточная, Юб – Юбилейная, К-М – Комсомольская-Магнитная, О-У – Омонос-Укукитское поле.

с четко выраженной положительной аномалией для La и отрицательной – для Ce и Gd, сохраняется для всех изученных кристаллов, независимо от места отбора. Подобие форм спайдерграмм для Phl как из южных алмазонасных, так и из северных неалмазонасных трубок свидетельствует о едином мантийном источнике расплава, который отождествляется (по аналогии с источником для мегакристных Plm и Grt) с астеносферным. Изотопные и возрастные исследования будут обсуждены в 3-й главе.

2.6. Особенности состава барофильной ассоциации минералов из слюдяных кимберлитов Далдынского поля

В алмазонасных полях Якутской провинции преимущественно развиты кимберлиты 1-го и 3-го петрохимического типа, характеризующихся низкой щелочностью (содержание $K_2O < 1\%$), преобладанием в тяжелой фракции или хромшпинелидов (в 1-м типе), или низкохромистой ассоциации минералов (в 3-м типе). Исключение представляют несколько трубок, расположенных на севере и юге Далдынского поля. К ним относятся трубки Загадочная, им. Кусова (южный куст), Буковинская, Горняцкая, аномалия Д-57 (северный куст). Кимберлиты этих трубок отличаются низкой железистостью, относительно высокой щелочностью (содержание $K_2O > 1\%$). Наряду с псевдоморфозами Srp по Ol матрица кимберлитов содержит также макрокристы Phl и CrDi. Тяжелая фракция состоит из Grt, Crx и шпинелидов, Plm встречается в подчиненном количестве или отсутствует.

В трубках Загадочная и им. Кусова ультраосновной парагенезис Grt составляет 30-40% от общего количества Grt, а в трубках Буковинская и Горняцкая - 80-90%. Зерна пиропы размером до 2-4 мм обычно округлой, угловато-округлой формы, но иногда

обнаруживают реликты кристаллографической огранки. Нередко Grt содержит кристаллические включения CrDi, CrSp и Phl. CrDi, обычно представленный зернами вытянутой, реже изометричной формы, по размеру варьирует от 0.1 до 1-2 мм. Иногда встречаются сростки с Grt. Включения CrSp образуют мелкие зерна размером от 0.01 до 0,1 мм, приурочены, как правило, к выделениям Crx. Phl встречается значительно реже, образуя мелкопластинчатые зерна вытянутой формы.

Макрокристалльный Grt (изучен состав 70 зерен) по классификации (Dawson, Stephens, 1975) относятся, в основном, к 9 и частично к 12 группам и принадлежат главным образом лерцолитовому парагенезису, частично верлитовому.

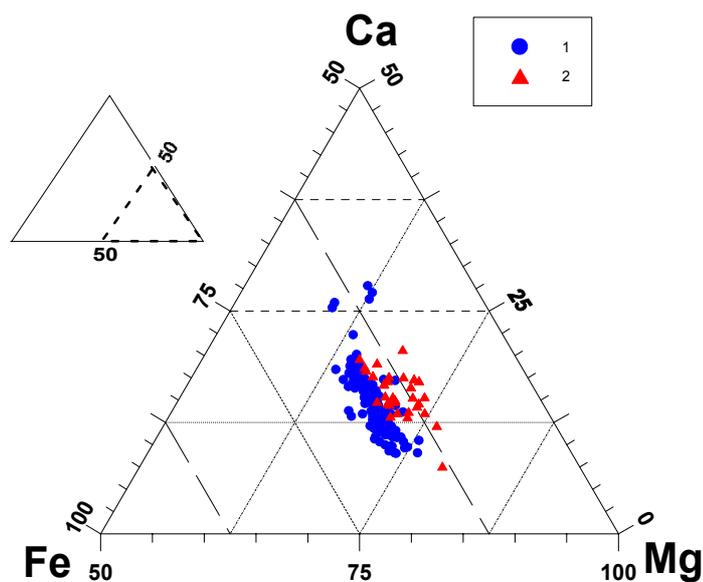
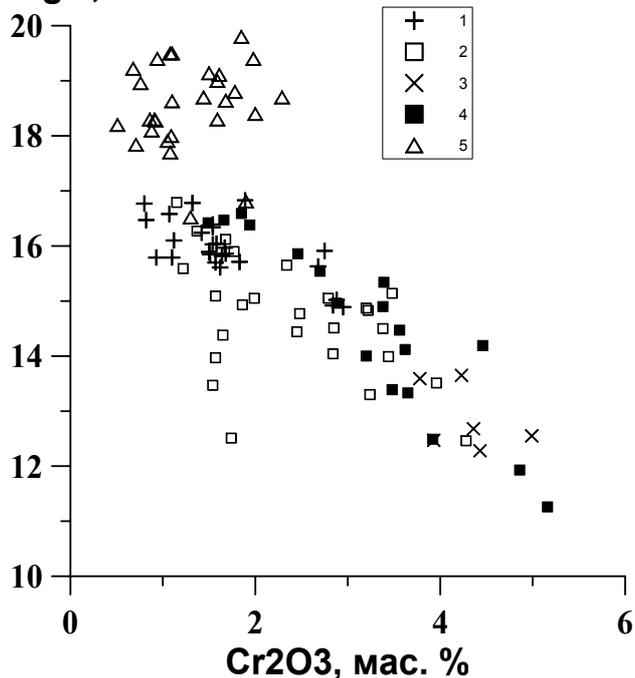


Рис. 2-12. Диаграмма Ca-Mg-Fe для граната из разных источников. 1 - макрокристы Grt из трубок Кусова, Буковинская и Загадочная; 2 - Grt из ксенолитов перидотитов из трубок Удачная и Дальняя, данные Н.В.Соболева (1974) и А.С.Родионова (1981).

Характерно, что фигуративные точки состава Grt из макрокристов и из перидотитовых ксенолитов образуют отдельные, почти неперекрывающиеся поля (рис. 2-12).

Клинопироксены из включений в Grt относятся, в основном, к относительно высоко-Cr и высоко-Na разновидности пироксена (космохлору) (Stephens, Dawson, 1977) и демонстрируют заметные вариации оксидов Cr₂O₃, Al₂O₃ и Na₂O (соответственно 1,13-5,19; 0,46-5,52; 1,0-6,17 вес. %). Пироксены отличаются высокими значениями mg# и Ca#, варьирующими, соответственно, в интервалах 86,7-95,3; 45,5-50,8. Последние значения указывают на относительно низкие температуры кристаллизации Crx, что

подтверждается расчетом по геотермометру



подтверждается расчетом по геотермометру (Nimis, Taylor, 2000) (800-1000 °C). Вариации состава разных включений внутри одного граната отсутствуют, или незначительны.

Рис. 2-13. График MgO-Cr₂O₃ для Crx из разных локализаций: 1 - макрокристы из кимберлита трубки Загадочная (по данным К.Н.Егорова и др.,1992); 2, 3, 5 - включения в макрокристаллах граната из трубок (2 - Кусова, 3 - Загадочная, 4 - Буковинская); 5 - из ксенолитов перидотитов трубки Удачная (по данным Н.В.Соболева, 1974).

CrDi из включений в Grt отличается по составу от Crx из перидотитовых ксенолитов и образует с ними на графиках (рис. 2-13) разные, практически несовпадающие поля

фигуративных точек. Наибольшее сходство CrDi из включений демонстрирует с макрокристаллами Crx из кимберлита тр. Загадочная, с которыми они образуют единый тренд. Grt и, особенно, Crx характеризуются в целом высоким уровнем концентрации некогерентных элементов, в том числе Sr, Ba, Zr, REE. Обращают на себя внимание широкий диапазон вариаций редких элементов и прямая зависимость уровня концентраций REE и Sr от содержания Cr_2O_3 в минералах.

График распределения REE для Grt и Crx из разных трубок (рис. 2-14) демонстрирует комплементарность кривых распределения для сосуществующих минералов. Все составы Grt и CrDi без исключения характеризуются слабо выраженной синусоидальной формой кривой распределения. Устанавливается относительно широкий уровень изменчивости концентрации микроэлементов для обоих минералов. При общем высоком уровне REE в CrDi (максимальное превышение по сравнению с хондритовым распределением достигает двух порядков) проявляется обедненность легкими лантаноидами, а также Sr.

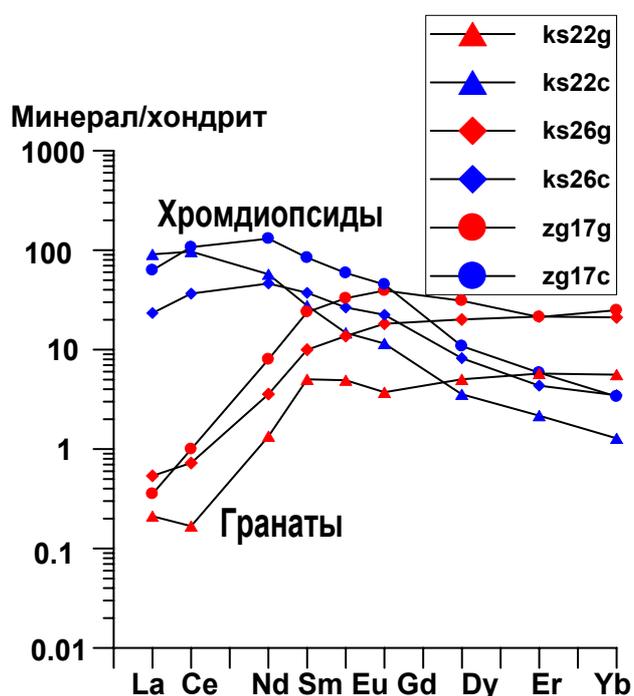


Рис. 2-14. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) распределения REE во включениях Crx и Grt-хозяине из трубок Загадочная и Кусова.

Хромшпинелиды. Выделяются 2 группы CrSp: 1) высокохромистая (Cr_2O_3 - 50-61,6 вес. %), относящаяся к описываемому хромистому парагенезису минералов и 2) глиноземистая (Cr_2O_3 - 20-47,7 вес. %), по-видимому, реакционной метасоматической природы. Шпинелиды обеих групп

характеризуются повышенным содержанием Mt минерала (в основном, в пределах от 7 до 15%), что указывает на окислительные условия их кристаллизации. Устанавливается связь содержания в кимберлитах высоко-Cr шпинелидов с содержанием макрокристаллов хромистого Grt и Crx, что свидетельствует об их принадлежности единому парагенезису.

Флогопиты из включений в Grt образуют две группы: 1-я относится к низко-Ti (0,13-0,6 вес. %) и преимущественно высоко-Mg разновидности; mg# варьирует, в основном, в пределах 89,1-94,2 при минимальном значении 83,3; а 2-я группа Phl характеризуется относительно высокими содержаниями TiO_2 и FeO и, по-видимому, имеет реакционно-метасоматическую природу. Особенности состава включений Phl первой группы являются повышенные содержания Cr_2O_3 (0,65-2,43 вес. %) и Al_2O_3 (12,62-18,6 вес. %). Phl из включений в Grt по составу отличается от Phl из глубинных ксенолитов повышенной хромистостью. Предполагается, что эта группа Phl образует единый парагенезис с высоко-Cr Grt, Sp и CrDi.

О происхождении макрокристаллов. Изучение зональности макрокристаллов Grt, указывающей на неравновесность условий кристаллизации, показало, что тренд их состава

направлен от центра к краю в сторону снижения содержания Cr_2O_3 и CaO . В этом направлении магнезиальность гранатов, как правило, возрастает. Отметим также, что общий тренд состава других минералов ассоциации направлен в сторону снижения отношения $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ в Crx , Sp и возрастания отношения $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ в Crx , что указывает на образование минералов в условиях снижения P-T параметров. То кристаллизации минеральной ассоциации, оцененная с помощью геотермометров (Ellis, Green, 1979; Krogh, 1988), происходила в условиях значительного падения температур (от 1300 до 900°C). Образование хромистой ассоциации, оцененное по Crx геобарометру (Nimis, Taylor, 2000), происходило в интервале 27-40,2 кбар. По сравнению с минералами низко-Cr, высоко-Ti ассоциацией, высоко-Cr макрокристаллы минералы из слюдистых кимберлитов кристаллизовались при более низких P-T параметрах.

Неравновесные условия кристаллизации изученной хромистой ассоциации, предполагаемые условия заметного падения P-T параметров указывают на возможную связь ее происхождения с кимберлитовым расплавом-флюидом. Данный вывод подтверждается также следующими аргументами: а) практическое отсутствие в трубках, содержащих ассоциацию, ксенолитов ультраосновного состава; б) индивидуализированная характеристика состава минералов ассоциации для каждой из трубок; в) наличие в кимберлитах вкрапленников CrDi , которые демонстрируют тренды изменчивости состава вплоть до полного исчезновения юриитового и жадеитового минералов (Егоров и др., 1991, 1992). Следует заметить, что вмещающий ассоциацию слюдистый кимберлит отличается наиболее высокой концентрацией REE, что явилось основанием для выделения его в самостоятельный геохимический тип. Сходство распределения REE (и по уровню концентраций, и по форме кривых спайдерграмм) для макрокристов Crx и кимберлита является дополнительным аргументом их генетической связи.

Характер сложной, нередко пилообразной зональности вкрапленников Grt , особенности локализации кристаллических включений, их основная приуроченность к периферии и к дислокационным образованиям, указывают на сложную и длительную историю формирования минералов ассоциации. Кристаллизация Grt была растянута во времени, сопровождалась процессами перекристаллизации матрицы зерна вдоль микротрещин. Эти особенности минералов указывают на то, что нельзя исключать из рассмотрения альтернативное объяснение происхождения высоко-Cr ассоциации в результате метасоматического воздействия кимберлитового расплава-флюида на ранее образованные вкрапленники Grt . Подобное предположение было сделано В.Н. Соболевым и другими (1997) в отношении уникального образца ксенолита Grt перидотита из трубки Мир, содержащего высоко-Cr ассоциацию минералов.

Максимальное подобие описанная выше высоко-Cr ассоциация минералов обнаруживает с хромит-пироксен-гранатовыми сростками из трубки Мир (Соболев и др., 1973, 1974). Авторы установили ряд особенностей, отличающих сростки от состава минералов из широко распространенных перидотитовых ксенолитов. Наряду с общей высокой хромистостью минералов к этим особенностям относится высокая окисленность железа в хромитах, что является отличительным признаком и макрокристов CrSp . В.Н. Соболев и др. (1973) предположили возможность кристаллизации сростков из кимберлитового расплава.

2.7. Особенности состава мегакристалльной ассоциации из кимберлитов трубки Гриба (Архангельская провинция)

При типичном для кимберлитов наборе барофильных минералов, обнаруживаемом в кимберлитах трубки им. Гриба, их состав отличается заметным своеобразием по сравнению с минералами из кимберлитов Якутской

провинции. Ниже приведена краткая характеристика минералов представительной коллекции мегакристов Ilm, Grt, CrDi, Phl.

Пикроильменит, доминирующий в тяжелой фракции кимберлитов, обнаруживается в виде зерен округлой и угловатой форм размером до 1 см и более, а также в виде микрокристаллических включений в мегакристах Grt и Phl. Особенности состава макрокристов Ilm из трубки Гриба являются повышенная хромистость и низкая степень окисленности железа. Средние значения содержания Cr_2O_3 и Fe_2O_3 составляют, соответственно, 2,4 и 3,6 вес.%. С такими параметрами состава макрокристный Ilm в кимберлитах Якутской провинции не был встречен.

Ilm из включений в Grt по составу близок составу макрокристов Ilm, хотя и характеризуется еще более высоким содержанием Cr_2O_3 и самым низким содержанием Fe_2O_3 . Характерной особенностью состава Ilm из трубки Гриба является очень низкое содержание микроэлементов группы HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta).

Гранат встречается в виде макро-, мегакристных зерен округлой формы, иногда с реликтами октаэдрической огранки. Нередко встречаются сростания Grt с CrDi. Согласно классификации (Dawson, 1980) гранаты относятся к 1, 2 и 9 группам и принадлежат, в основном, лерцолитовому парагенезису. Титанистые и высоко-Ti пиропы 1 и 2 групп отличаются более высоким содержанием Cr_2O_3 (до 9,6 вес. %) и CaO (до 11,0 вес. %). Большинство изученных мегакристов Grt оказались гомогенными по составу. Слабо выраженная зональность для отдельных мегакристов выражается в незначительном возрастании к периферийной зоне содержания Cr_2O_3 при одновременном снижении содержания TiO_2 .

Клинопироксены встречаются в виде макро-, мегакристных зерен обычно овалоидной формы, реже субидиоморфной, с кристаллографической огранкой. Размер вкрапленников до 1 см и более. Crx относятся к CrDi и юриитовым диопсидам, демонстрирующим широкие вариации малых оксидов, таких как Cr_2O_3 , Al_2O_3 и Na_2O (соответственно 0,56-2,95; 0,86-3,25 и 1,3-3,0 вес. %). Crx отличается высокими значениями mg# и Ca#, варьирующими, соответственно, в интервалах 87,4-94,3; 43,1-50,7. Как и в Ilm, в Grt и Crx из трубки Гриба отмечается низкий уровень (по сравнению с мегакристами из якутских трубок) концентрации микроэлементов группы HFSE. CrDi из включений существенным образом отличается по составу от Crx из перидотитовых ксенолитов и образует на графиках отдельные поля фигуративных точек. Наибольшее сходство CrDi из включений демонстрируют с вкрапленниками Crx из кимберлита трубки Загадочная.

Флогопит встречается в виде крупных пластинчатых макро-, мегакристных кристаллов с округленными краями, размером от 2-3 мм до 15 мм по длиной оси. Мегакристы Phl характеризуются высоким содержанием MgO (23-30,2, среднее 25,4 вес. %) и умеренным содержанием TiO_2 (0,32-1,18, среднее – 0,67 вес. %) и Cr_2O_3 (0,22-0,85; среднее – 0,6 вес. %), типичным для Phl из мантийных ксенолитов перидотитов.

О происхождении мегакристов из трубки Гриба. Общим для мегакристных минералов являются относительно высокое содержание MgO и Cr_2O_3 . Генетическое родство минералов, принадлежность их к одному и тому же парагенезису подтверждено изучением сосуществующих минералов из сростаний и кристаллических включений. Кристаллические включения Ilm из мегакристов Grt характеризуются таким же высоким содержанием MgO и Cr_2O_3 , как и мегакристы Ilm, что является аргументом в пользу включения Ilm в общую с Grt и CrDi парагенетическую ассоциацию минералов. Характерно, что кристаллизация мегакристов Crx (рис. 2-15) происходила при более высоком геотермическом градиенте 40-45 mW/m^2 , чем Grt-Crx сростаний и ксенолитов.

Тренд кристаллизации при снижении $T^0\text{C}$ направлен в сторону возрастания содержания

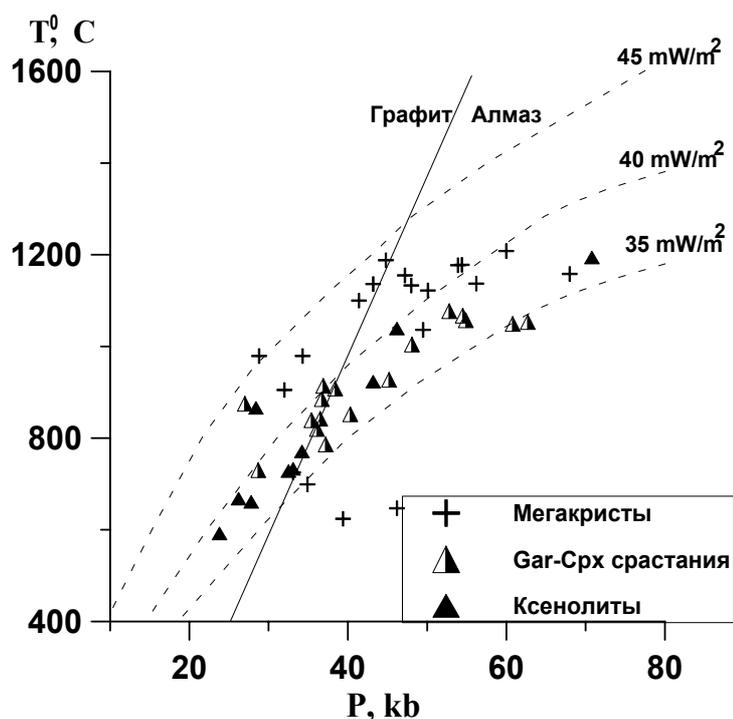


Рис. 2-15. P-T диаграмма для Crx из мегакристов и ксенолитов трубки Гриба. Использован термобарометр (Nimis, Taylor, 2000)

MgO и Cr₂O₃ в Crx и снижения содержания TiO₂ в Grt. Тренд кристаллизации Ilm направлен также в сторону возрастания содержания MgO. Особые условия кристаллизации Ilm (на что указывают низкое содержание Fe₂O₃ и высокая концентрация Cr₂O₃) приближаются к условиям кристаллизации алмаза. По составу минералы этой ассоциации отличаются от соответствующих минералов мантийных ксенолитов лерцолитового парагенезиса, но демонстрируют сходство с макрокристаллами из

сланцеватых кимберлитов трубок Загадочная и других, для которых предполагается фенокристовое происхождение (Костровицкий, Де Бруин, 1998).

Образование мегакристовой ассоциации минералов трубки Гриба происходило на протемагматической стадии развития мантийного кимберлитового очага. Заметим, что низкие концентрации элементов группы HFSE, свойственные для мегакристов Ilm, Grt и Crx, отмечаются (Кротков и др., 2001) и для кимберлитов трубки Гриба, что подчеркивает их генетическую связь.

2.8. Минералогическая паспортизация кимберлитовых трубок

Задачей минералогической паспортизации является создание базы данных состава минералов-спутников из всех известных кимберлитовых тел. Необходимость такой базы возникает при проведении поисковых работ и решении вопроса принадлежат ли изучаемые ореолы обнаруженным ранее или неизвестным кимберлитовым телам. В минералогический паспорт трубки, куста трубок, поля трубок, ореола рассеивания спутников вкладывается понятие индивидуализированной характеристики минералов-спутников для соответствующих кимберлитовых тел, групп тел или вторичных ореолов их рассеивания, которая осуществляется с помощью графических и табличных средств. Предполагается, что паспорт с максимальной полнотой отражает особенности химизма того или иного минерала-спутника и является устойчивой, присущей только данному объекту характеристикой. Методические приемы минералогической паспортизации описаны в работе (Костровицкий и др., 2007). Паспортизация трубок была проведена в рамках выполнения хоздоговорных тем с Амакинской экспедицией АК «АЛРОСа» для большинства трубок Далдынского, Алаakit-Мархинского и Верхнемунского алмазоносных полей.

Практическая значимость паспортизации трубок. Наиболее значимым для производственных целей является паспортизация трубок по Ilm. Проведенные исследования придали Ilm новое «дыхание», поскольку его роль в поисковых работах заметно повышается. Намечаются три направления, в которых может быть использовано изучение состава Ilm. Первое направление является новым и оно связано с появившимися возможностями использования состава Ilm для таксономизации проявлений кимберлитового вулканизма, например, для выделения кустов трубок, возникновение каждого из которых обязано самостоятельному магматическому очагу.

Второе направление связано с расширившимися возможностями использования типохимизма Pm в целях обнаружения новых кимберлитовых трубок на основе минералогической паспортизации уже известных трубок. И, наконец, третье направление состоит в использовании обобщенных типоморфных характеристик состава Pm известных кимберлитовых полей для обнаружения новых полей.

Научная значимость паспортизации трубок несомненна. Обобщение паспортных данных по составу минералов-спутников позволило уточнить генетические представления об образовании макрокристов Pm и Sp в кимберлитах. Обработка данных по составу Grt дает возможность моделировать разрезы литосферной мантии под каждым из изученных полей, установить на представительном материале различия в ее составе.

Общие выводы по главе 2:

Рассмотрение типохимизма барофильных минералов мегакристовой ассоциации и содержащих их кимберлитов привело к заключению о существовании генетических связей между ними. Об этом свидетельствует зависимость парагенезиса мегакристов от состава кимберлита. Становление кимберлитовых пород может сопровождаться протокристаллизацией разных парагенетических ассоциаций макро-, мегакристов: 1) Fe-Ti (трубки Мир, Удачная, Юбилейная); 2) Mg-Cr (трубки Айхал, Интернациональная); 3) высоко- K , высоко- Mg , Cr (трубки Загадочная, Кусова); 4) высоко- Mg , Cr , Ti (трубка им. Гриба). Разные составы по макрокомпонентам обусловлены в первую очередь неоднородностью литосферного источника. Специфика редкоэлементного состава мегакристов, особенно в части некогерентных элементов, отражает особенности состава астеносферного источника.

ГЛАВА 3. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ

3.1. Карбонатная компонента кимберлитов

Существуют разные мнения о генезисе карбонатов в кимберлите: 1) только за счет вторичных процессов (Бобриевич и др., 1959, 1964; Ковальский, 1963; Милашев и др., 1963; Милашев, 1974); 2) только эндогенное происхождение (Перчук, Ваганов, 1978; Ваганов и др., 1976); 3) имеются карбонаты и магматического, и гидротермально-метасоматического происхождения (Маршинцев, 1967; Мальков, 1975, 1997; Харьков и др., 1997). Выяснение вопроса, какое количество летучих возникло в результате эндогенных процессов, а какое - за счет наложенных, является ключевым моментом в познании петрогенезиса кимберлитов.

Высокая обогащенность трубочных кимберлитов Якутской провинции карбонатной компонентой (кальцитом, реже доломитом) обусловлена воздействием гидротермально-метасоматических процессов, специфику которых предопределил существенно карбонатный состав вмещающих пород. Кимберлиты других провинций Мира (Архангельская, Лесото, Гвинейско-Либерийская, Индийская и др.), которые размещены среди базальтов или кристаллических пород фундамента по сравнению с якутскими кимберлитами заметно обеднены CO_2 . Высокая обогащенность карбонатами кимберлитов из жил, даек, силлов, - тел, которые объединяет интрузивная форма внедрения, объясняется процессом магматической дифференциации. Основные закономерности распределения карбонатной составляющей обусловлены процессами перераспределения карбоната, как в магматическую, так и гидротермально-метасоматическую стадии становления кимберлитовых тел.

Микроэлементный состав кальцитов из кимберлитов. Рядом исследователей (Воробьев, Костровицкий и др., 1978) показана, высокая информативность Sr , Ba и REE

при генетической расшифровке кальцитов из кимберлитов. Методом кальцитометрии изучено содержание Sr, Ba и REE в карбонатной составляющей из кимберлитов (Костровицкий, 1986). Показано, что основным минералом-концентратором Sr является карбонат. Выделено три типа кальцита, существенно различающиеся по содержанию Sr, Ba и REE: 1) собственно кимберлитовый, 2) осадочный и 3) гидротермального происхождения. Если увеличение содержания карбонатной составляющей связано с магматической дифференциацией, то концентрация Sr в породе растет. В случае же поздней карбонатизации происходит значительное разубоживание Sr.

Геохимическая информация о высоком уровне концентраций в карбонатах кимберлита Sr, Ba, REE свидетельствует лишь о высоко- T^0 , скорее всего магматической кристаллизации изучаемых карбонатов (когда вхождение элементов обусловлено высокой изоморфной емкостью минералов). В решении вопроса об источнике карбонатной составляющей решающее слово принадлежит изотопным исследованиям.

Изотопный состав стронция для кимберлитов Сибирской платформы был изучен рядом исследователей М.Н. Масловской и др. (1978, 1980), С.Б. Брандтом и др. (1982), СИ. Костровицким и др. (1980; 1983; 1986, 1990, 2007), А.И. Зайцевым и др. (1981, 1983, 1984). Данные, полученные автором и др. (1986) отражены на гистограмме распределения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для кимберлитов Якутской провинции (Рис. 3-1). Общая изотопная Sr систематика оказалась аналогичной изученной ранее для североамериканских кимберлитов (Brookins, 1967). Минимальная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, близкая к 0,704, зафиксирована для массивных порфировых кимберлитов с относительно низким содержанием карбонатной компоненты, а также в кимберлитах силлов, обогащенных карбонатом магматического происхождения.

Число

анализов

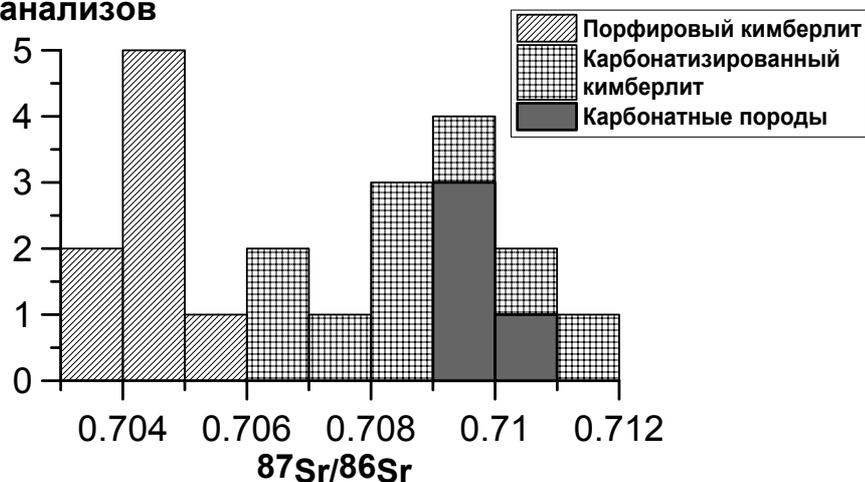


Рис. 3-1. Гистограмма распределения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для кимберлитов Якутской провинции. По данным (Костровицкий, 1986).

Интенсивно карбонатизированные кимберлиты, минералы гидротермального генезиса (кальцит, целестин, стронцианит) характеризуются значениями

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, соответствующими осадочно-морскому реперу (0,709-0,711). Большой части трубчатых кимберлитов, представленных брекчиями, отвечают промежуточные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения. Таким образом, изучение изотопного состава Sr подтверждает вывод о гибридной природе карбонатной составляющей кимберлитов, сформировавшейся за счет мантийного и осадочно-морского источников. Следует отметить, что так называемый неизменный кимберлит трубки Удачная-восточная, фиксируемый на глубоких горизонтах, и в котором карбонат в основной массе преобладает, на самом деле, испытал значительное воздействие экзогенных карбонатизирующих растворов. На это указывает непосредственно и сеть гидротермальных кальцитовых прожилков, секущая в отдельных участках кимберлит, и изотопный состав Sr (0,7065-0,709), определенный ранее (Костровицкий, 1986, Табл. 64, пробы 220/440, 222/А3).

Корреляция изотопного состава Sr, C и O. В образцах кимберлита, характеризующихся разной степенью карбонатизации, был изучен в карбонатах изотопный состав C, O и Sr (Костровицкий и др., 1983). Большинство проб кимберлита по характеристике изотопного состава C ($\delta^{13}\text{C}$) попадает в интервал от -3 до -9‰ относительно стандарта PDB, который свойственен доминирующей части алмазов (Галимов и др., 1980) и является характеристикой углерода эндогенного генезиса. Группа проб кимберлита с самыми низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -10,5 до -14,9‰) характеризует в основном кимберлиты, претерпевшие в той или иной степени наложенную карбонатизацию. В изученных образцах кимберлита устанавливаются широкие вариации $\delta^{18}\text{O}$ от +6,9 до +22,8 ‰ относительно стандарта SMOW. При этом подавляющее большинство проб ложится в более узкий интервал: от +14,0 до +22,8‰. Из всех проб только одна имеет изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +6,9\%$), отвечающий мантийной характеристике. Близкий к мантийной характеристике изотопный состав кислорода имеют пробы порфирового кимберлита трубки Обнаженная и карбонатита трубки Прима. Заметим, что изотопные составы Sr и C в данных пробах отвечают мантийным реперам. Большинство образцов порфирового кимберлита, в которых наложенная карбонатизация не проявлена в заметной степени, характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ в пределах от +14 до +20‰, что, видимо, указывает на возможную роль в изменении изотопного состава кислорода процесса фракционирования. Пробы карбонатизированного кимберлита с высоким содержанием карбонатов, как правило, характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$, превышающими +20 ‰. В этом случае участие коровой компоненты в формировании карбонатной составляющей становится доминирующим.

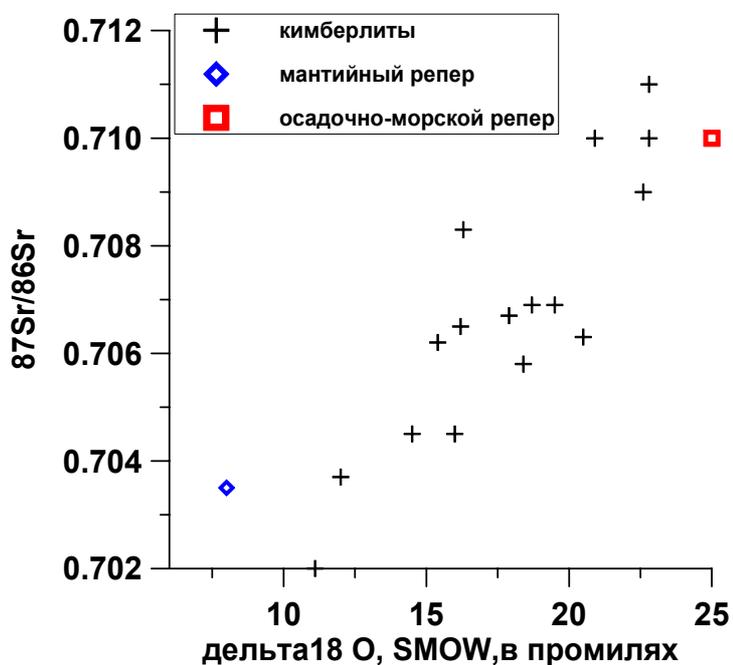


Рис. 3-2. Соотношение изотопных составов Sr и кислорода из карбонатов в кимберлитах Якутии.

Сопоставление изотопного состава Sr и O в карбонатах из кимберлитов указывает на наличие прямой корреляционной связи между ними (рис. 3-2). Закономерное изменение изотопного состава - отражение единого процесса, смещающего изотопные отношения Sr и O в одну сторону. Таковым являлся процесс смешения, происшедшего, в основном, не за счет простой ассимиляции карбоната

вмещающих пород, а в результате гидротермально-метасоматического замещения. Карбонатизация кимберлита изменяла изотопный состав O в сторону его утяжеления. Привнос с карбонатирующим раствором седиментогенного Sr одновременно приводит к возрастанию отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Прямая корреляция между изотопными составами O и Sr типична для изверженных пород и служит признаком смешения (Taylor, 1980).

Гораздо сложнее поведение изотопов углерода. В процессе простого смешения карбонатов из мантийного и осадочно-морского источников значение $\delta^{13}\text{C}$ должно возрастать вплоть до 0 ‰ (осадочного репера). В действительности, эволюция изотопного состава С в большой степени связана с формой его переноса, а также со степенью гидротермально-метасоматического изменения породы. Происходящее при этом изотопное фракционирование смещает изотопный состав углерода в противоположном направлении - понижения значения $\delta^{13}\text{C}$. Таким образом, изотопный состав С в карбонатах кимберлита следует рассматривать как результат разнонаправленных процессов, что приводит к нарушению корреляции с изотопным составом не только Sr, но и O_2 . Отсутствие корреляции между изотопным составом С и O_2 отмечалось и для африканских кимберлитов (Deines, Gold, 1973; Sheppard, Dawson, 1975; Kobelski et al., 1979).

Таким образом, совместное рассмотрение изотопных данных по Sr, С и O_2 подтверждает вывод о полигенности источников карбонатной составляющей. Кроме мантийного источника в ее формировании принимали участие процессы ассимиляции осадочного карбоната, а также метасоматического замещения в результате «промывки» кимберлитов карбонатизирующими растворами, которые содержали тот же осадочный компонент. В целом карбонатная компонента осадочно-морского источника в якутских кимберлитах доминирует.

3.2. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Якутской провинции

Кимберлиты характеризуются чрезвычайно широким диапазоном изменчивости содержания редких элементов (Илупин и др., 1978; Бородин и др., 1976). Установлено, что две кимберлитовые субпровинции Якутии (южные и северные поля) заметно отличаются по уровню концентраций несовместимых элементов. Основными факторами вариации микроэлементного состава кимберлитов являются процессы дифференциации кимберлитового расплава-флюида при его подъеме из мантийного очага и становлении в трубочном пространстве, а также вторичного преобразования пород. Путем отбора образцов, характеризующихся максимальной свежестью, действие второго фактора было сведено к минимуму. Что касается первого фактора, учесть его влияние практически невозможно. Именно поэтому сравнение составов следует проводить не по абсолютным значениям содержания микроэлементов в отдельных пробах, а по уровню концентраций, характерному для групп проб. Особенностью состава кимберлитов является наличие двух резко контрастных по поведению групп элементов – совместимых и несовместимых к ультраосновному составу пород. Выделяется 4 геохимических типа кимберлитов, различающихся по уровню концентраций некогерентных элементов (Костровицкий и др., 2007). К 1-му типу отнесены кимберлиты, которые выполняют большинство трубок алмазоносных южных полей. Несмотря на широкие вариации практически всех некогерентных элементов, их распределение на спайдерграммах (рис. 3-3А) демонстрирует устойчивый вид графика. Распределение REE характеризует высокий уровень значения коэффициента фракционирования (La/Yb отношения), составляющий в среднем для южных полей (исключая Накынское) от 146 до 196. Максимальными концентрациями некогерентных элементов среди кимберлитов Якутской провинции отличаются слюдяные кимберлиты трубки Загадочная (Далдынское поле) (рис. 3-3В), выделенные в самостоятельный тип 2. В Далдынском поле к

слюдяным относятся также кимберлиты из трубок Кусова, Буковинская и Горняцкая. Заметим, что индикаторные отношения редких элементов для слюдяных кимберлитов в целом мало отличаются от таковых, характерных для 1-го типа кимберлитов, что и обусловило конформность графиков для кимберлитов обоих типов. К 3-му типу отнесены кимберлиты высокоалмазоносного Накынского поля, отличающиеся от кимберлитов 1-го типа низкими концентрациями таких некогерентных элементов, как U, Th, групп HFSE и REE. По редкоэлементному составу эти кимберлиты имеют сходство с кимберлитами Архангельской провинции и кимберлитами высокоалмазоносного ситла Снэп Лэйк (Канада). Аномальность кимберлитов данного типа детально

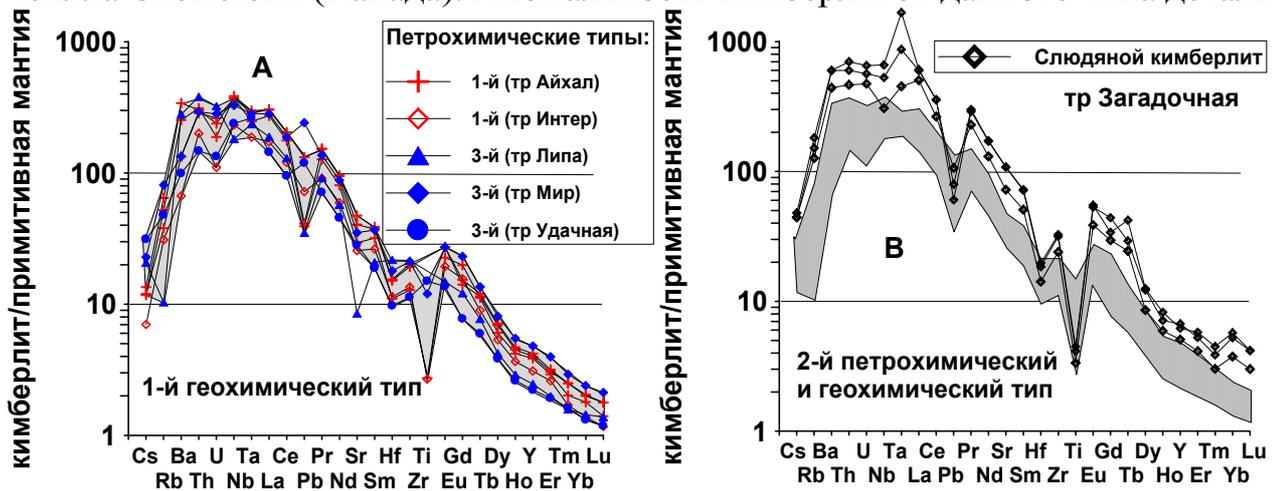
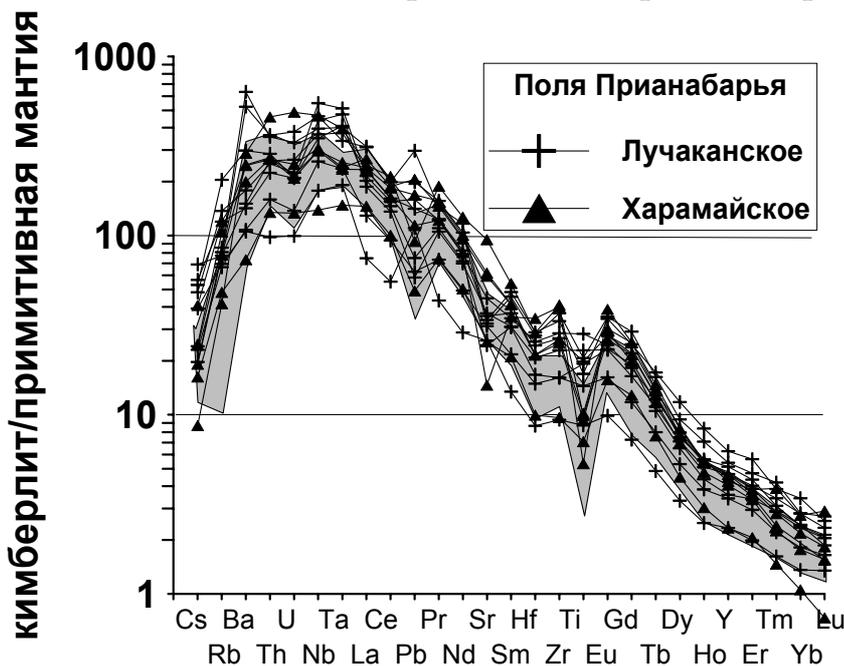


Рис. 3-3. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995), для кимберлитов 1-3-го петрохимических. Рис. А представляет кимберлиты 1-го, а рис. В - 2-го геохимических типов. Заштрихованное поле здесь и в последующих рисунках отвечает области составов для алмазоносных кимберлитов 1-го геохимического типа.

охарактеризована в работах отечественных исследователей (Богатиков и др., 2004; Похиленко и др., 2000; Серов и др., 2001). Все распределения некогерентных элементов из кимберлитов северных полей подобны между собой и характеризуются очень широкой областью совпадения (рис. 3-4) с распределением для алмазоносных кимберлитов.

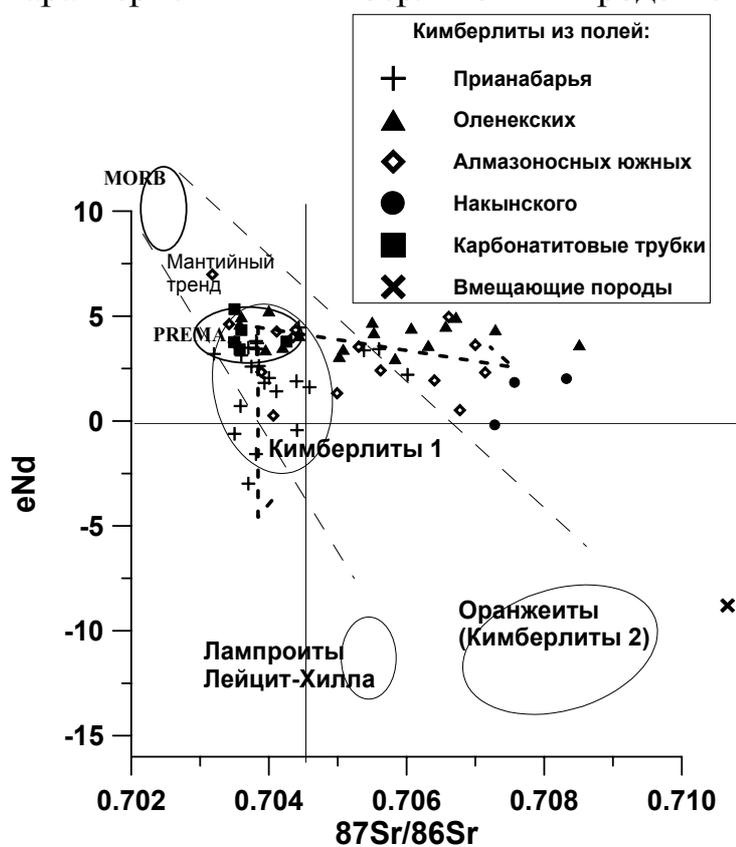


северных полей подобны между собой и характеризуются очень широкой областью совпадения (рис. 3-4) с распределением для алмазоносных кимберлитов.

Рис. 3-4. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по (McDonough, Sun, 1995) для кимберлитов и родственных пород 1-го и 4-го геохимических типов из разных полей Прианабарья.

И в то же время, многие из анализов отличаются более высокими концентрациями таких элементов, как Cs, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, Hf. Поэтому в пределах северных полей часть кимберлитов и родственных пород была выделена в самостоятельный 4-й геохимический тип. Наиболее распространенными являются 1-й и 4-й геохимические типы, слагающие большинство трубок в южных и северных полях провинции. Слюдяные кимберлиты Далдынского поля и кимберлиты Накынского поля (2-й и 3-й типы) имеют локальный характер распространения. Особенностью распределения некогерентных элементов в кимберлитах 1 и 4 геохимических типов является факт независимости или слабой зависимости уровня концентраций элементов от петрохимического состава (Костровицкий и др., 2004). Из приведенных спайдерграмм видно, что и высоко-Mg, низко-Ti разновидности из трубок Интернациональная, Айхал, и относительно железистые, высоко-Ti кимберлиты из трубок Мир, Удачная характеризуются близким уровнем концентраций некогерентных элементов и одинаковыми графиками распределения. Высокую степень сходства с ними демонстрируют и спайдерграммы для высоко-Fe, высоко-Ti кимберлитов из северных полей.

Изотопная систематика Sr и Nd изучена для представительной коллекции кимберлитов и родственных пород из разных кимберлитовых полей Сибирской платформы. При обобщении полученных результатов использовались как собственные (44 анализа), так и литературные данные (Agashev et al, 2001; Богатиков и др., 2004; Кононова и др., 2005). На графике (рис. 3-5) изотопные характеристики кимберлитов и родственных пород Якутской провинции



отвечают таковым для изученных ранее кимберлитов из разных

Рис. 3-5. Изотопные составы Sr и Nd из разных кимберлитовых полей Якутской провинции. Используются собственные и литературные данные (Богатиков и др., 2004). Поля составов для кимберлитов и лампроитов приведены по данным из работ (Smith C.B., 1983; Mitchell, 1986; Tainton et al, 1994).

провинций Мира (Smith C.B., 1983; Mitchell, 1986; Tainton et al, 1994), - большинство точек изотопных составов попадают в область слабо истощенной мантии, источнику PREMA. Имеются два отклонения от данного источника - 1) в сторону возрастания изотопного $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения от 0,703-0,704

до 0,709; 2) в сторону отрицательных значений ϵNd . Вывод о доминирующей роли вторичных гидротермально-метасоматических процессов в изменении первичного изотопного состава Sr в кимберлитах был сделан в предыдущем разделе. Отклонение изотопных данных по ϵNd в сторону отрицательных значений, обнаруженное для кимберлитов Прианабарья, возможно, связано с

тем, что в их формировании более заметную роль сыграл более обогащенный литосферный источник мантии. Как микроэлементный состав, так изотопные характеристики Sr и Nd практически не зависят от петрохимического типа кимберлитов.

Sr-Nd изотопная систематика для мегакристных минералов.

Выполнены определения изотопного состава Sr и Nd для Grt из мегакристов и деформированного лерцолита, и только изотопного состава Sr для Phl. В целом, Sr-Nd изотопная систематика для мегакристных минералов оказалась близкой для изученной для неизменных кимберлитов и отвечает слабо, средне истощенному мантийному источнику в пересчете на возраст внедрения трубок (рис. 3-6).

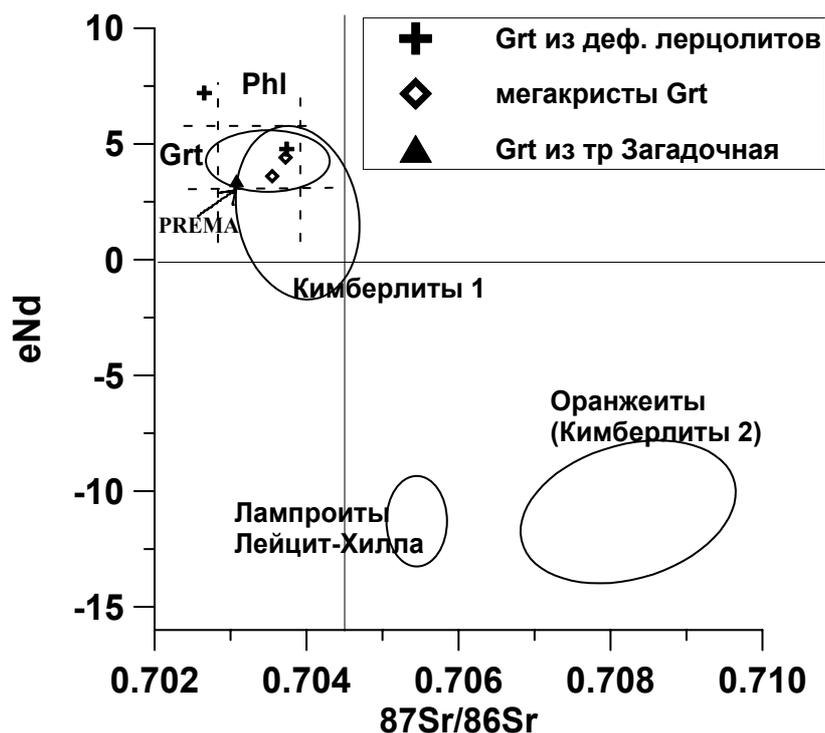


Рис. 3-6. Изотопные составы Sr и Nd для мегакристов Grt и Phl, а также для Grt из деформированного лерцолита. Для 9 зерен Phl измерено только $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение, - поле значений показано вертикальными пунктирными линиями; для 8 зерен Grt определено только значение ϵNd , - поле значений показано горизонтальными пунктирными линиями.

Проведено определение возраста кристаллизации мегакристов Phl, Grt и Crx из трубки Удачная-восточная

методом построения Rb-Sr изохрон. Изохронные возраста Phl и Grt практически совпали и составили соответственно $401,5 \pm 3,3$ и $400,8 \pm 5,5$ млн. лет. Данная оценка не противоречит изохронному Sm-Nd возрасту мегакристов Grt из трубки Удачная, определенному А.М. Агашевым и др. (2006), который составил 383 ± 67 млн. лет. В соответствии с возрастом образования трубки Удачная-восточная - 367 млн. лет (Кинни, Гриффин и др., 1997), сделан общий вывод, что **кристаллизация основной части мегакристной ассоциации происходила в предкимберлитовый период из астеносферной жидкости**, явившейся одной из основных компонент для кимберлитового расплава-флюида.

ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

4.1. Тектонический контроль кимберлитового вулканизма

Большинство исследователей, занимавшихся изучением закономерностей пространственного размещения кимберлитовых тел на Сибирской платформе (Арсеньев, 1961; Балакшин, Пляскина, 1970; Брахфогель, 1984; Владимиров и др., 1990; Ковальский и др., 1969) указывают на несомненную связь проявлений кимберлитового вулканизма с глубинными разломами. В пределах Якутской провинции кимберлитовые поля группируются в три линейно ориентированные минерагенические зоны - Вилюйско-

Мархинскую, Далдыно-Оленекскую и Оленек-Анабарскую (Харьков и др., 1998). При этом большинство кимберлитовых полей (12 из 23) сосредоточено в Далдыно-Оленекской зоне, которая контролируется Далдыно-Оленекской системой глубинных разломов северо-восточного простирания общей протяженностью более 1000 км при ширине 90-120 км. (Горнштейн и др., 1976; Брахфогель, 1984; Мокшанцев и др., 1974). Более детальная картина приуроченности кимберлитовых трубок к узким линейным зонам демонстрируется картой Алакит-Мархинского и Далдынского полей (рис. 4.1-1), которая

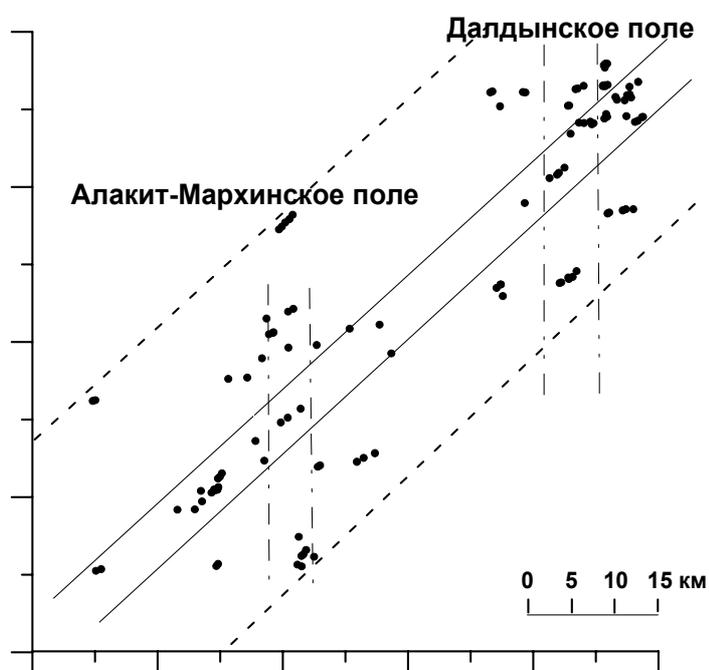


Рис. 4-1-1. Схематическая карта расположения трубок Далдынского и Алакит-Мархинского полей. Выделены зоны: пунктирной линией – контуры общей зоны, вмещающей все трубки; сплошной линией – центральная зона шириной 6 км; штрихпунктирной линией – предполагаемые субмеридиональные зоны.

является юго-западным фрагментом Далдыно-Оленекской зоны. На приведенной схеме в центральной зоне шириной около 6 км и протяженностью около 100 км находятся 40 трубочных тел (примерно треть трубок обоих полей). На карте в

пределах Далдынского и Алакит-Мархинского полей нами показаны соответственно две субмеридиональные зоны, отличающиеся относительно высокой насыщенностью кимберлитовых трубок. Субмеридиональные разломы, выделенные ранее А.А. Потуровым (1975) и В.А. Биланенко и др. (1976) в этих полях, являются кимберлитогенерирующими, поскольку им отвечает соответствующая ориентировка линейной зональности пространственного распределения индикаторных параметров состава кимберлитов в обоих кимберлитовых полях. Распределение усредненного содержания FeO_{total} , TiO_2 в трубочных кимберлитах Далдынского и Алакит-Мархинского полей подчиняется линейной субмеридиональной зональности (Костровицкий, 1986). Предполагается, что формирование Далдынского и Алакит-Мархинского полей произошло на пересечении глубинных разломов северо-восточного и субмеридионального направлений.

4.2. О мантийных источниках формирования кимберлитов.

Признание факта связи формирования кимберлитов с глубинными разломами позволяет уточнить представления о глубинных кимберлитовых очагах. Выше было показано, что существуют два независимых основных мантийных источника кимберлитов - астеносферный, ответственный за геохимическую специализацию пород, и литосферный, который предопределяет петрохимический тип кимберлитов. Предполагается, что разломы сыграли ведущую роль в инициировании кимберлитового вулканизма. Связанные с разломами зоны пониженного давления проникали до границы литосфера-астеносфера, формируя восходящие потоки расплава-флюида из астеносферного источника. Последние при подъеме

в условиях гетерогенной литосферы провоцировали образование локальных кимберлитовых очагов, которые собственно и обусловили образование контрастных петрохимических типов кимберлитов. При этом геохимическая специализация кимберлитов обязана, в основном, единому (для всех трубок поля, а возможно, даже для нескольких полей одного возраста) мантийному расплаву-флюиду, который, как правило, резко доминировал в редкоэлементном балансе гибридного расплава очага. В формировании макрокомпонентного состава кимберлитов помимо расплава немаловажное, иногда ведущее значение имел обломочный макрокристаллический материал мантийного происхождения. В определенном смысле жильные и трубчатые тела можно трактовать как каналы прорыва астеносферного вещества на поверхность Земли.

Об астеносферном источнике, как основном для расплава, из которого кристаллизовались мегакристы низко-Сг ассоциации, свидетельствует также изотопный состав O_2 . Для мегакристов Ol и Grt, а также для Ol из основной массы кимберлита трубки Удачная изотопный состав O_2 ($\delta^{18}O = <5\%$) является облегченным (рис. 3-6) по сравнению с минералами из ксенолитов литосферной

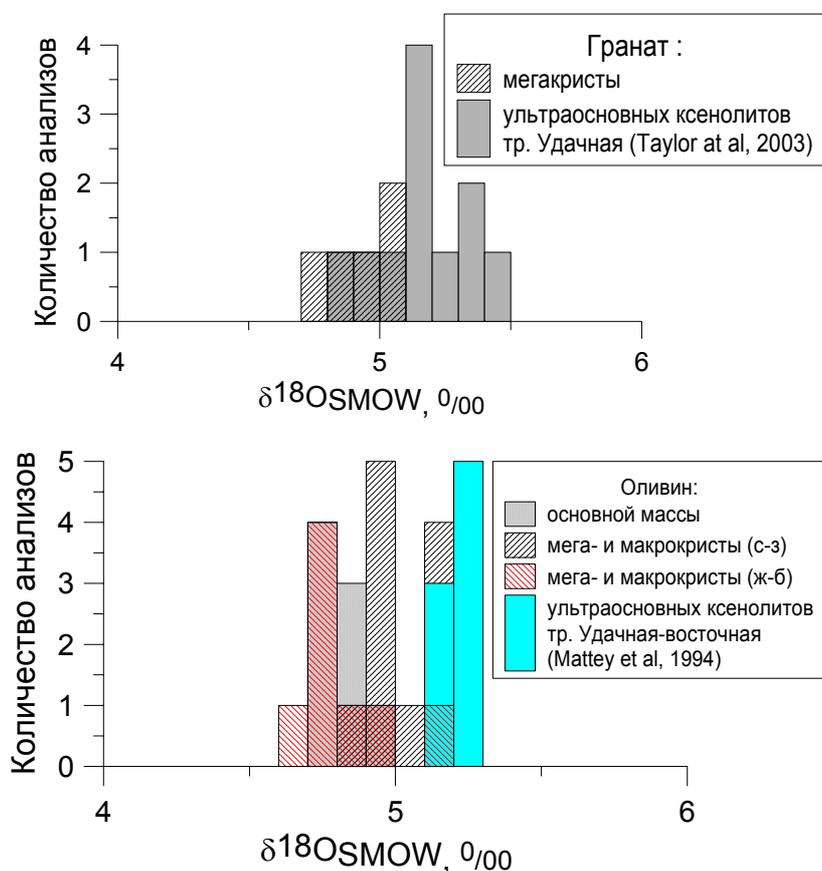


Рис. 3-6. Гистограммы распределения изотопного состава кислорода в гранатах и оливинах. Изучены оливины светло-зеленого (с-з) и желто-бурого (ж-б) цвета.

мантии ($\delta^{18}O = >5\%$). Эта особенность указывает на более глубокий, чем литосферный, скорее всего, астеносферный источник образования кимберлитов и мегакристаллических минералов (Zheng, 1997).

Заметим, в последние годы в литературе начинает доминировать точка зрения, согласно которой кимберлитовые магмы генерируются на глубинах свыше 450 км (Moore, Gurney,

1989; Ringwood et al, 1992), на что указывают находки высокобарных мейджоритового граната, β -оливина (рингвудита), являющихся ликвидусными фазами кимберлитового расплава при давлении 16 ГПа и 1650⁰ С.

4.3. Проблема алмазности кимберлитовых трубок.

Как известно, ранее (Милашев, 1965; Кривонос, 1998; Соболев, 1974; Соболев и др., 1975, 1976) были установлены петрохимические и минералогические критерии алмазности кимберлитов. Сущность петрохимического критерия заключается в установлении прямой корреляционной зависимости между магниальностью кимберлитовых пород и их алмазностью. Минералогические критерии алмазности были

установлены академиком Н.В. Соболевым по составу граната и хромшпинелидов. Было предположено наличие прямой зависимости уровня алмазоносности от содержания в кимберлитах граната, принадлежащего к низкокальциевому высокохромистому дунит-гарцбургитовому парагенезису, и хромшпинелидов с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62\%$ и $\text{TiO}_2 < 0,5\%$. Проведенные исследования позволяют оценить «работоспособность» критериев алмазоносности на примере месторождений Якутской провинции. Наиболее высоким содержанием алмазов отличаются высокомагнезиальные кимберлиты трубок Нюрбинская, Ботуобинская, Интернациональная, Айхал. Одной из минералогических особенностей кимберлитов, слагающих эти трубки, является практическое отсутствие или незначительное содержание минералов низкохромистой мегакристной ассоциации – желваков пикроильменита и оранжево-красного граната, а с другой стороны, повышенное содержание хромшпинелидов.

Большинство других разрабатываемых и разработанных месторождений (трубки Мир, Удачная-восточная, Удачная-западная, Юбилейная, Комсомольская, Зарница, Сытыканская) относятся к магнезиально-железистому петрохимическому типу, отличающемуся относительно повышенным содержанием TiO_2 и $\sum\text{FeO}$ и относительно высоким содержанием минералов низкохромистой мегакристной ассоциации. Перечисленные месторождения характеризуются разным уровнем алмазоносности, но ни одно из них не достигает уровня алмазоносности месторождений высоко-Mg типа. Заметим, что кимберлиты с еще более высоким содержанием TiO_2 и $\sum\text{FeO}$, относящиеся к Fe-Ti петрохимическому типу, не образуют промышленных месторождений алмазов в пределах Якутской провинции. Таким образом, сравнение месторождений, выполненных кимберлитами разных петрохимических типов, указывает на то, что петрохимический критерий алмазоносности как будто «работает». Но с другой стороны, в алмазоносных кимберлитовых полях обнаружено множество трубок, выполненных не алмазоносными кимберлитами (или с убогой алмазоносностью) высоко-Mg и Mg-Fe петрохимических типов, которые заметным образом маскируют исследуемую зависимость параметра алмазоносности от химического состава пород. Таким образом, хотя позитивная корреляция алмазоносности кимберлитов с их магнезиальностью и низким содержанием Ti (Милашев, 1965; Кривонос, 1998) прослеживается в Алакит-Мархинском поле, но она больше выглядит как тенденция и не является значимой.

Установленный нами факт независимости распределения некогерентных элементов от петрохимического типа приводит к выводу об отсутствии корреляционных связей между микроэлементным составом (по некогерентным элементам) и алмазоносностью кимберлитов. Как было показано выше, и высокомагнезиальный, и магнезиально-железистый, и железо-титанистый петрохимические типы кимберлитов, разные по уровню алмазоносности, по содержанию некогерентных элементов неотличимы, или отличаются слабо.

Гораздо более эффективно по сравнению с петрохимическим критерием работают минералогические критерии алмазоносности (Соболев, 1974; Соболев и др., 1975, 1976). Эффективность применения («работоспособность») разных критериев алмазоносности находит объяснение в предлагаемой модели формирования кимберлитовых пород. Понятно, что из двух мантийных источников только литосферный имеет отношение к алмазоносности

(преимущественно ксеногенная природа алмазов). От того, какие породы литосферы оказались в большей мере брекчированы и захвачены флюидным расплавом, зависел и состав кимберлитов, и их алмазоносность. При формировании кимберлитов трубок Айхал и Интернациональная брекчированию в значительной мере были подвергнуты породы высокомагнезиального дунит-гарцбургитового алмазоносного парагенезиса, что и предопределило и высокомагнезиальный тип кимберлита, и высокую алмазоносность этих трубок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы происхождения кимберлитов носят остро дискуссионный характер. Высказываются иногда взаимоисключающие идеи, гипотезы (Маракушев, 1981; Пейве и др., 1976; Перчук, Ваганов, 1978; Рябчиков, 1980). Настоящее исследование посвящено, главным образом, выяснению, какие компоненты кимберлитов имеют магматическую природу. Комплексное изучение минералогии и геохимических характеристик кимберлитов позволили установить ряд закономерностей, уточняющих генетические представления об их формировании, которые и легли в основу защищаемых положений.

В пределах Якутской провинции получили развитие несколько петро- и геохимических типов кимберлита, происхождение которых связано с разными мантийными источниками. На основе устойчивых различий в магнезиальности, содержании таких показательных оксидов, как FeO , TiO_2 , K_2O , выделено 5 петрохимических типов. Хотя данное деление является условным (не учитывает вариаций других оксидов, например, Al_2O_3 , CaO), но оно имеет смысл для понимания генезиса кимберлитов, поскольку разные типы предполагают их разные по составу литосферные источники. Ведущее значение литосферного источника для кимберлитов проявлялось, прежде всего, в образовании макрокристаллического материала за счет дробления, дезинтеграции пород литосферной мантии. И особенно значительной оказалась роль литосферного источника при формировании кимберлитов южных алмазоносных полей, отличающихся от кимберлитов северных полей более высоким магнезиальным составом.

Несколько иная ситуация обстоит с выделенными четырьмя геохимическими типами кимберлитов. К числу самостоятельных независимых типов уверенно относятся только 1-й и 3-й, отвечающие, соответственно, кимберлитам южных алмазоносных полей (за исключением Накынского поля) и Накынского поля. Что касается 2-го и 4-го геохимических типов (соответственно, слюдястые кимберлиты Далдынского поля и кимберлиты северных полей провинции), то имеется некоторое сомнение в их независимости. Их различия сводятся, в основном, к более высоким концентрациям некогерентных элементов (по сравнению с 1-м типом), хотя их соотношения сходны между собой. Очень близкий изотопный и микроэлементный состав доминирующей части проявлений кимберлитов свидетельствует об относительной однородности их астеносферного источника под Сибирской платформой.

Заметное место в работе занимают исследования карбонатной составляющей кимберлитов. Сделан вывод о том, что характерная для кимберлитов Якутской провинции высокая насыщенность CO_2 обязана, в первую очередь, гидротермально-метасоматическим процессам, специфика которых зависела от существенно карбонатного состава вмещающих пород и в меньшей мере, - первичной магматической карбонатной компоненте.

Впервые для Якутской кимберлитовой провинции проведена минералогическая паспортизация практически всех известных трубочных тел для ряда алмазоносных полей,- Далдынского, Алакит-Мархинского и Верхнемунского. Выделены разные парагенезисы минералов, соответствующие разным петрохимическим типам кимберлитов. В наиболее распространенном 3-ем Mg-Fe типе в тяжелой фракции всегда присутствуют Pm и мегакристинный Grt . В магнезиальном 1-м типе кимберлитов в тяжелой фракции доминируют шпинелиды. Тяжелая фракция слюдистых кимберлитов (трубка Загадочная и др.) характеризуется необычным составом, проявляющимся в преобладании в нем высоко-Cr ультраосновного парагенезиса, включающего Grt , CrDi , CrSp , Phl .

Значительное место в работе уделено обоснованию генетической связи между мегакристинными минералами и вмещающим кимберлитом. Изучение пространственного распределения составов Pm позволило установить, что его кристаллизация была связана с особенностями формирования магматических очагов (каждому кусту трубок соответствовал собственный очаг). Разные распределения содержания Cr_2O_3 в пикроильменитах, характерные для разных кустов трубок, по нашему мнению, отражают различия в формировании магматических очагов процесса ассимиляции высоко-Cr пород литосферной мантии. Однородный состав Pm для разных трубок одного куста, а с другой стороны, существенные различия в его составе для разных кустов, открывают возможность использовать Pm для расшифровки структуры кимберлитового поля, а также прогнозирования новых трубок. Впервые установлен надежный минералогический критерий объединения трубочных тел в кусты, которые ранее выделялись из субъективных соображений пространственной близости трубок.

Аналогичный вывод о влиянии процесса ассимиляции пород литосферной мантии на изменение состава материнского расплава сделан и для мегакристов граната. И опять-таки в качестве критерия такого участия выступает оксид Cr_2O_3 . Выяснилось, что спайдерграммы распределения REE для мегакристов граната с повышением содержания Cr_2O_3 изменяют форму кривых от равновесной, с постепенным возрастанием концентрации элементов в сторону HREE, до синусоидальной, характерной для высоко-Cr гранатов алмазного парагенезиса.

И для пикроильменита, и для мегакристинного граната предполагается существование единого источника для материнского расплава, который отождествляется с астеносферным, - источником, который явился основным и для кимберлитов. Сходство изотопных (Sr , Nd) и геохимических систематик (модельные расплавы, пересчитанные, исходя из микроэлементного состава гранатов, соответствуют кимберлитовым (Соловьева и др., 2008)) для мегакристов и вмещающих кимберлитов подтверждает данный вывод. На общий источник указывает и близость усредненных составов пикроильменита из разных кимберлитовых полей. Вывод об астеносферном источнике, как основном, был сделан ранее (Boyd et al, 1973, 1997) на основе установления максимальных по значению P-T параметров кристаллизации для мегакристинной ассоциации и для деформированных лерцолитов. Последние занимают самое нижнее положение в разрезе литосферной мантии, пограничное с астеносферой. Об астеносферном источнике свидетельствует изотопная систематика кислорода, изученная для мегакристинных минералов.

Генетическая связь минералов низко-Cr мегакристинной ассоциации (Grt , Crpx , Phl) с вмещающими кимберлитами подтверждена прямыми возрастными определениями, на основании которых сделан вывод о кристаллизации основной

части мегакристной ассоциации в период, непосредственно предшествующий кимберлитообразованию. Для высоко-Sr ассоциаций макро-, мегакристных минералов генетическая связь с вмещающими кимберлитами (из трубок Загадочная, им. Кусова (Далдынское поле), из трубки им. Гриба (Архангельская провинция)) подтверждается четкой корреляцией их редкоэлементных составов. Поля фигуративных точек состава минералов данных ассоциаций на корреляционных графиках не совпадают с полями составов минералов, слагающих мантийные ксенолиты.

Изучение корреляционных связей между изотопно-геохимическим и химическим составами пород позволило уточнить модель формирования кимберлитов. Автором выдвинута гипотеза о возможном существовании самостоятельных мантийных источников для петрогенных и редких несовместимых элементов кимберлитов. Предполагается, что мощные потоки расплава-флюида астеносферного происхождения при восхождении в условиях гетерогенной литосферы провоцировали образование локальных кимберлитовых очагов, которые и обуславливали образование контрастных петрохимических типов кимберлитов. Существенная роль при этом принадлежит процессам дезинтеграции и последующего усвоения литосферного материала. Геохимическая специализация кимберлитов полностью обязана астеносферному расплаву-флюиду, значение которого резко доминировало в редкоэлементном балансе гибридного расплава.

Существование линейного тектонического контроля пространственного размещения кимберлитовых трубок, кимберлитовых полей Якутской провинции предполагает, что глубинные разломы, по-видимому, сыграли роль спускового крючка, инициирующего магматическую активность. Кимберлиты следует рассматривать как породы, формирование которых происходило в результате образования глубинных разломов в литосферной мантии, активизации астеносферного слоя, последующего восхождения-прорыва астеносферного расплава-флюида на поверхность Земли, сопровождавшегося дезинтеграцией пород литосферной мантии и образованием гибридного расплава.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что ряд вопросов, важных для понимания генезиса кимберлитов, остался нерешенным. В частности, какова природа основного для кимберлитов астеносферного источника? Чем обусловлена связь между щелочностью кимберлитов и обогащенностью некогерентными элементами, и почему эта связь отсутствует в случае кимберлитов Накынского поля? Аномальные геохимические характеристики кимберлитов Накынского поля объясняются проявлением генетической связи со щелочными базальтоидами. Но возникает вопрос, каков механизм этой связи? Сосредоточив основное внимание на выявлении магматической компоненты кимберлитов, на описании типохимизма барофильных минералов, генетически связанных с кимберлитами, мы мало уделили внимания изучению минералов основной массы. Направление дальнейших исследований автор видит в решении этих и других генетических вопросов.

Опубликовано более 200 работ, основными из которых являются:

Монографии:

1. **Костровицкий С.И.** Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск: Наука. 1976. 96 с.
2. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. Коллектив авторов: Владимиров Б.М., **Костровицкий С.И.**, Соловьева Л.В., Боткунов А.И., Фивейская Л.В., Егоров К.Н., М.: Наука. 1981. 131 с.
3. **Костровицкий С.И.** Геохимические особенности минералов кимберлитов. Новосибирск: Наука. 1986. 263 с.

Статьи:

1. Воробьев Е.И., **Костровицкий С.И.**, Владимиров Б.М., Арсенюк М.И., Соловьева Л.В. Стронций, барий и редкоземельные элементы в кальцитах из кимберлитов Якутии. Геохимия. 1978. № 9. С.1343-1350.
2. Масловская М.Н., Лепин В.С., Колосницына Т.И., **Костровицкий С.И.**, Павлова Л.В., Владимиров Б.М., Брандт С.Б. Rb/Sr возрастные исследования кимберлитовой трубки Удачная. ДАН СССР. Т. 242. № 1. 1978. С. 203-206.
3. Подвысоцкий В.Т., **Костровицкий С.И.** О ранней стадии карбонатизации кимберлитов. Советская геология. 1980. № 1. С. 92-96.
4. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., **Костровицкий С.И.** Автолитовые образования в кимберлитах и вопросы их генезиса. Известия АН СССР, сер. геол. 1981. № 7. С. 5-18.
5. Чернышева Е.А., **Костровицкий С.И.** О природе карбонатитовых брекчий восточного склона Анабарской антеклизы. ДАН СССР. Т. 257. 1981. № 5. С. 1211-1213.
6. **Костровицкий С.И.**, Егоров К.Н. Механизм образования каналов кимберлитовых трубок. Вулканология и сейсмология. 1982. № 1. С. 3-12.
7. **Костровицкий С.И.**, Егоров К.Н. Многоактность и механизм заполнения кимберлитовых трубок. Геол. и геофиз. 1983. № 5. с. 42-50.
8. **Костровицкий С.И.**, Фивейская Л.В. Геохимия оливинов из кимберлитов. Геохимия. 1983. № 5. С. 717-730.
9. **Костровицкий С.И.**, Днепровская М.Н., Брандт С.С., Масловская М.Н., Боткунов А.И., Брандт С.Б. Корреляция изотопных составов Sr, С и О в карбонатной составляющей кимберлитов. ДАН СССР. Т. 272. № 5. 1983. С. 1223-1225.
10. **Костровицкий С.И.** О месте кристаллизации пикроильменита в кимберлитах. Записки ВМО. Ч. СХII, вып. 3. 1983. С. 334-337.
11. **Костровицкий С.И.**, Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Фивейская Л.В., Махотко В.Ф. Ассоциация минералов, включенных в оливин из кимберлитов. ДАН СССР. Т. 276. № 2. 1984. с. 451-454.
12. **Костровицкий С.И.**, Молчанов Ю.Д., Саврасов Д.И. Линейная зональность и кимберлитовый контроль кимберлитовых трубок. - ДАН СССР. Т. 277. № 5. 1984. С. 1200-1203.
13. **Костровицкий С.И.**, Пискунова Л.Ф. Две группы симплектитов из одной кимберлитовой трубки. ДАН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1213-1216.
14. **Костровицкий С.И.**, Плюсин Г.С., Скрипниченко В.А., Пахольченко Ю.А., Сандиминова Г.П. Первые Sr-изотопные данные для кимберлитов севера Русской платформы. - ДАН СССР. 1990. Т. 310. № 5. С. 1216-1220.
15. Воронцов А. Е., Полозов А. Г., **Костровицкий С.И.**, Бобров Ю. Д. К геохимии Ni и Co в постмагматических магнетитах из кимберлитов. - ДАН СССР. 1990. Т. 311. № 1. С. 179-183.
16. **Костровицкий С.И.**, Адмакин Л.А. Находка ксенолита древесины в кимберлитовой трубке Обнаженная. - Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 82-84.
17. Фефелов Н.Н., **Костровицкий С.И.**, Заруднева Н.В. Изотопный состав Pb и Pb-Pb возраст кимберлитов Сибири. ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 6. С. 1466-1469.

18. **Костровицкий С.И.**, Гаранин В. К. Высокохромистые титанаты в пиропсах дайки Алданская (Якутия). Зап. ВМО. 1992. Ч. 121. № 1. С. 67-72.
19. Воронцов А.Е., Полозов А.Г., **Костровицкий С.И.**, Бобров Ю.Д. Генетические типы минералов серии магнетита и геохимические особенности постмагматических магнетитов из кимберлитовых трубок "Мир", "Айхал", "Удачная". Минералогический журнал. 1992. Т.14. № 4. С. 74-84.
20. **Костровицкий С.И.**, Клопотов В.И., Гаранин В.К., Серенко В.П. Ильменит-клинопироксеновый симплектит с гранатом из трубки Мир. - Зап. ВМО. 1992. Ч. 121. № 2. С. 47-54.
21. Фефелов Н. Н., **Костровицкий С.И.**, Заруднева Н. В. Изотопный состав Pb в кимберлитах России. - Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 102-108.
22. **Костровицкий С.И.**, Гаранин В.К., Варламов Д.А. Шриланкит - вторая находка в мире. - ДАН РАН, 1993, т. 328, № 5, С. 601-604.
23. Варламов Д.А., Гаранин В.К., **Костровицкий С.И.** Необычная ассоциация рудных минералов во включениях в гранате из трубки Интернациональная. ДАН РАН. 1993. Т. 328. № 5. С. 596-600.
24. **Костровицкий С.И.**, Илупин И.П., Фивейская Л.В. Состав вкрапленников оливина из кимберлитов Якутии. - Минералогический журнал. 1993. Т. 15. № 3. С. 16-25.
25. Варламов Д.А., Гаранин В.К., **Костровицкий С.И.** Экзотические высокотитанистые минералы как включения в гранатах из нижнекоровых и мантийных ксенолитов. Докл. АН (Россия). 1995. Т.345. № 3. С 364-366.
26. Воробьев Е.И., **Костровицкий С.И.** Способ обнаружения потенциально алмазоносных кимберлитов. Пат. 1276110 Россия, МКИ 55 0 G 01 V 9/00. Институт геохимии им А.П.Виноградова N 3905957/25 Опубликовано. 15.11. 94. Бюлл. 21.
27. **Костровицкий С.И.**, Митчелл Р.Х., Иванова Р.Н., Суворова Л.Ф. Тренды изменчивости состава мегакристов граната из алмазосодержащих и неалмазоносных кимберлитовых трубок (Якутия, Россия). Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 444-453.
28. Чернышева Е.А., **Костровицкий С.И.** Оливиновые мелилититы кимберлитовых и карбонатитовых формаций в дайках и диатремах Восточной Сибири. Геохимия. 1998. № 12. С. 1217-1225.
29. **Костровицкий С.И.**, Чернышева Е.А., Лелюх М.И., Прокопьев С.А., Серов В.П., Толстов А.В. Геохимия и минералогия пород Дюкенского кимберлитового поля. Известия ВУЗОВ Сибири. Выпуск 4-5. Иркутск. 1999. С. 80-84.
30. Цыпуков М.Ю., **Костровицкий С.И.** Мантийная природа ультрамафитов Игильского массива (Канская глыба). Доклады РАН. 1999. Т. 364. № 5. С. 671-675.
31. **Костровицкий С.И.**, Морикио Т., Владыкин Н.В., Лепин В.С. Sr-Nd изотопная систематика кимберлитов и родственных пород севера Якутской провинции. Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 3. С. 371-374. Д.
32. Litasov K.D., **Kostrovitsky, S.I.**, Ito Y., Kitakaze A., Taniguchi H., 2001, Mineralogy and Geochemistry of Ilmenite-Clinopyroxene Symplectite Xenoliths from Vitim Alkaline Basalts and Yakutian Kimberlites (Siberia, Russia). Northeast Asian Studies. 5: 149-172.
33. **Kostrovitsky S.I.**, Solovjeva L.V., Suvorova L.Ph., Alyмова N.V. Unusual mica peridotites and pyroxenites from Udachnaya kimberlite, Yakutia.// Revista Brasileira de Geociencias. Proceedings of Brazil Intern. Conf. V. 31. 2001. P. 163-167.
34. Соловьева Л.В., **Костровицкий С.И.**, Уханов А.В., Суворова Л.Ф., Алымова Н.В. Мегакристый ортопироксенит с графитом из трубки Удачная, Якутия. ДАН. 2002. Т.385. № 2. С.231-235.
35. **Костровицкий С.И.**, Алымова Н.В., Иванов А.С., Серов В.П. Структура Далдынского поля – вещественный аспект проблемы. В кн.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж. Гос. Университет. 2003. С. 300-306.

36. **Костровицкий С.И.**, Чернышева Е.А., Алымова Н.В., Белозерова О. Ю. Оливин метасоматического происхождения в кимберлитах Дюкенского поля (Прианабарье). ЗВМО. № 5. 2003. С. 93-102.
37. Morikiyo T., **Kostrovitsky S.I.**, Moragalle W.K. Weerakoon, Miyazaki T., Vladykin N.V., Kagami H., Shuto K. Sr and Nd isotopic difference between kimberlites and carbonatites from Siberia. Abstracts on CD. 8 International Kimberlite Conference/ 2003. 4p.
38. Litasov K.D., Malkovets V.G., **Kostrovitsky S.I.**, and Taylor L.A. Petrogenesis of Ilmenite-Bearing Symplectite Xenoliths from Vitim Alkaline Basalts and Yakutian Kimberlites, Russia International Geology Review. 2003. V. 45. № 11. P. 976-997.
39. **Костровицкий С.И.**, Деон де Бруин. Хромистая ассоциация минералов в слюдистых кимберлитах Далдынского поля (Якутская провинция). Геология и геофизика. 2004. № 5. С. 565-576.
40. **Костровицкий С.И.**, Специус З. В., Алымова Н.В., Суворова Л.Ф. Клинопироксен-оливин-ильменитовая мегакристаллическая ассоциация из кимберлитов трубки Удачная. Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 1. С. 93-97.
41. Алымова Н.В., **Костровицкий С.И.**, Иванов А.С., Серов В.П., Суворова Л. Ф. Пикроильменит из кимберлитов Далдынского поля (Якутия). Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 6. С. 799-802.
42. **Kostrovitsky S.I.**, Malkovets V.G., Verichev E.M., Grtanin V.K., Suvorova L.V.. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk province, Russia). Lithos. 2004. V.77. P. 511-523.
43. **Костровицкий С.И.**, Т. Морикио, И.В. Серов. А.Я. Ротман. О происхождении кимберлитов. Доклады РАН. 2004. Т. 399. № 2. С. 236-240.
44. Патрин Г.С., Мацюк С.С., **Костровицкий С.И.**, Алымова Н.В. Ильменит глубинных пород и ассоциаций в кимберлитах: минералогия, типохимизм, генетическое и поисковое значение. Минералогический журнал. 2004. Т. 26. № 4. С. 60-77.
45. Серов И.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., **Костровицкий С.И.** Новые данные о мантийных источниках кимберлитового вулканизма Сибирской платформы. Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2004. № 5. С. 20-26.
46. **Костровицкий С.И.**, Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов В.П., Никулин В.И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Петрохимия кимберлитов и родственных пород Прианабарья (Якутия). В кн.: «Геология алмазов – настоящее и будущее». Воронеж: Издание Государственного Университета. 2005. С. 504-515.
47. **Костровицкий С.И.**, Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов И.В., Иванов А.С., Серов В.П. Особенности типохимизма пикроильменита из алмазоносных полей Якутской провинции. Доклады РАН. 2006. Том 406. №3. С. 350-354.
48. **Костровицкий С.И.**, Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов В.П., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф. Минералогическая паспортизация разных таксонов кимберлитового вулканизма – методическая основа поисковых работ на алмазы. Руды и металлы. 2006. № 4. С. 27-37.
49. **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.
50. Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., **Костровицкий С.И.** и др. Природа астеносферных жидкостей в период кимберлитобразующего цикла: геохимия граната и клинопироксена из деформированных перидотитов и мегакристаллов из трубки Удачная. Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281-301.
51. **Костровицкий С.И.**, Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Соловьева Л.В., Горнова М.А. О происхождении мегакристаллов граната из кимберлитов. Доклады Академии наук. 2008. Т. 420. № 2. С. 225-230.

