

А.Д. ХАРЬКИВ, В.Н. КВАСНИЦА
А.Ф. САФРОНОВ, Н.Н. ЗИНЧУК

ТИПОМОРФИЗМ АЛМАЗА



И ЕГО
МИНЕРАЛОВ-
СПУТНИКОВ

ИЗ
КИМБЕРЛИТОВ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
УКРАИНСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

А.Д. ХАРЬКИВ, В.Н. КВАСНИЦА
А.Ф. САФРОНОВ, Н.Н. ЗИНЧУК

ТИПОМОРФИЗМ АЛМАЗА И ЕГО МИНЕРАЛОВ- СПУТНИКОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов / Харьков А. Д., Квасница В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н. Н.; Отв. ред. Прокопчук Б. И., АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Киев: Наук. думка, 1989. — 184 с. — ISBN 5-12-000599-3.

В монографии обобщены результаты многолетних исследований индикаторных минералов кимберлитов, используемых при шлихо-минералогическом методе поисков месторождений алмаза. Наибольшее внимание уделено характеристике алмаза, пироба, ильменита, хромшпинелида, циркона, апатита, флогопита и серпентина. Рассмотрена эволюция индикаторных минералов кимберлитов в условиях транспортировки и гипергенеза.

Для широкого круга геологов, минералогов и других специалистов, занимающихся поисками и изучением алмазных месторождений.

Ил. 39. Табл. 22. Библиогр.: с. 174—182 (179 назв.).

Ответственный редактор *Б. И. Прокопчук*

Утверждено к печати ученым советом Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редакция литературы о Земле

Редактор *С. А. Свердлова*

Т 1804020200-155 311-89
М221(04)-89

SBN 5-12-0 00599-3

© Издательство «Наукова думка», 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Поисковое значение индикаторных минералов кимберлитов — алмаза, пироба, ильменита, хромшпинелида и некоторых других — исключительно велико. Благодаря применению шлихо-минералогического метода с использованием перечисленных минералов были открыты большинство кимберлитовых тел, россыпей алмаза и крупные алмазоносные провинции. Эффективность метода обусловливается прежде всего тем, что он основывается на прямых признаках алмазоносности — минералах кимберлитов, обладающих типоморфными свойствами.

Начало систематических поисков алмаза относится к 1866 г., когда на берегу р. Оранжевая в Южной Африке недалеко от г. Хоптаун был найден алмаз в 21,74 карата. В 1870 г. по находкам кристаллов алмаза в элювии неизвестных до этого пород были открыты его первые коренные месторождения — Ягерсфонтейн и Дютойтспен, а в 1871 г. — Бюлтфонтейн, Де-Бирс и Кимберли, названные позднее кимберлитовыми трубками.

Позже были открыты трубки «Премьер», «Мвадуи» и др., а также россыпные месторождения в Юго-Западной Африке, Конго, Анголе и в других частях Африканского континента.

Для разработки методики и интенсификации поисков алмазных месторождений в Советском Союзе большую роль сыграли прогнозы В. С. Соболева, указавшего на вероятность нахождения алмазных месторождений в междуречье Енисей — Лена и в бассейне р. Вилюй. В своей книге [95] он отмечал поисковую роль пироба как типичного спутника алмаза в трубках и россыпях. Тем не менее советские геологи на первом этапе ориентировались все же на находки кристаллов алмаза. Так, в 1949 г. геологическая партия под руководством Г. Х. Файнштейна обнаружила первые кристаллы алмаза в Якутии в россыпях на р. Вилюй. Несколько позднее кристаллы алмаза были найдены в россыпях на р. Марха и других реках Западной Якутии. По морфологии кристаллов из россыпей на р. Вилюй и его притоках Н. А. Бобков и М. А. Гневушев сделали выводы о кимберлитовой природе алмаза. Они дали прогнозы о коренных источниках этого минерала (в районах р. Малая Ботуобия, верхнего и среднего течения р. Марха).

Высокая эффективность методики поисков алмаза по минералам-спутникам была доказана в 1950-е гг. В 1953 г. Н. Н. Сарсадских и Л. А. Попугаева в верховьях р. Марха в шлихах обнаружили гранат, который был диагностирован А. А. Кухаренко как пироп — типичный спутник алмаза в кимберлитовых породах Африки [89]. В 1954 г., вооружившись новой поисковой методикой, Л. А. Попугаева открыла первый на Сибирской платформе и в Советском Союзе коренной источник алмаза — кимберлитовую трубку «Зарница» [89]. Это дало начало поискам месторождений алмаза по минералам-спутникам. Применение шлихо-минералогического

метода оказалось исключительно плодотворным: было открыто множество кимберлитовых тел, в том числе месторождения алмаза. Применявшийся в то время шлиховой метод был относительно прост, и многие геологи-поисковики без особых трудов за короткий срок освоили основные навыки шлихо-минералогического метода и успешно его использовали.

Поиски месторождений алмаза шлихо-минералогическим методом стимулировали детальное и всестороннее изучение индикаторных минералов кимберлитов. Были изучены некоторые физические свойства и химический состав пироба, пикроильменита, хромшпинелида, оливина и др., устойчивость их при транспортировке в современных русловых потоках.

В 1954 г. геологами НИИГА кристаллы алмаза и его минералы-спутники были обнаружены в пермских отложениях около оз. Надежд в Далдыно-Алакитском районе, что послужило основанием для предположения о существовании здесь позднепалеозойских кимберлитовых трубок, перекрытых терригенными породами и траппами. Геологоразведочные работы на трубке «Сытыканская» подтвердили это предположение и показали необходимость проведения поисков погребенных коренных месторождений алмаза [121].

Однако применение при поисках погребенных трубок известных в то время методических приемов оказалось малоэффективным и потребовало усовершенствования шлихо-минералогического метода: детального изучения индикаторных минералов, восстановления поверхности древнего (докаменноугольного) рельефа и выполнения некоторых палеогеографических реконструкций [121]. Применение такого комплексного подхода привело к открытию в 1962 г. первой полностью погребенной под тридцатиметровой толщей верхнепалеозойских отложений и траппов трубки «Восток», а через год на глубине 76 м еще одной трубки, названной «Победа» [121].

Шлиховой метод поисков алмазных месторождений быстро развивается на основе достижений минералогии, петрологии, тектоники, современных способов изучения вещества и, конечно, накопления практического опыта. Однако при поисках алмазных месторождений в районах, где кимберлитовые тела и связанные с ними шлиховые ореолы перекрыты кластическими отложениями верхнего палеозоя и мезозоя, а также траппами нижнего триаса значительной мощности, прямой выход на кимберлитовое тело путем прослеживания индикаторных минералов затруднителен. Практика поисков показала, что в древних погребенных коллекторах индикаторные минералы подвергаются трансформациям, вследствие которых изменяется ряд их типоморфных признаков, приобретенных в коренных источниках. Это затрудняет сопоставление минералов кимберлитов из конкретных коренных источников и россыпей, их увязку и соответственно прогнозирование новых коренных источников этих минералов. В некоторых случаях происходило неоднократное переывание и переотложение минералов кимберлитов из древних коллекторов в молодые. Кроме того, в эпохи химического выветривания (также неоднократные) зачастую уничтожается часть минералов-спутников, а на поверхности оставшихся нивелируются следы процессов, протекавших в предыдущие этапы экзогенной эволюции минералов кимберлитов.

Для повышения эффективности шлихо-минералогического метода необходимы детальное изучение типоморфных особенностей индикаторных минералов кимберлитов с применением современных методов и новейшей аппаратуры, изучение строения и истории формирования шлиховых ореолов (количественное распределение минералов-спутников алмаза в плане и разрезе ореола, изменчивость гранулометрии этих минералов по площади ореола, степень их гипергенных изменений, эволю-

ция при транспортировке), решение вопросов о палеогеографических, палеоструктурных и других условиях формирования шлиховых ореолов.

Основными факторами, определяющими эффективность поисков алмазных месторождений шлихо-минералогическим методом с использованием индикаторных минералов кимберлитов, являются:

содержание в коренных источниках алмаза — кимберлитах — минералов, образовавшихся в условиях сверхвысоких давлений и высоких температур и характеризующихся ярко выраженными типоморфными признаками;

превосходящее во много раз по сравнению с алмазом количество сопутствующих ему в кимберлитовых породах минералов (поэтому вероятность обнаружения их в россыпях значительно выше, чем алмаза);

специфичность комплекса типоморфных признаков, которым обладают индикаторные минералы, для каждого коренного источника (это определяет типоморфизм кимберлитовых тел и является главным фактором при их типизации и прогнозировании новых месторождений по алмазу и его минералам-спутникам [124]);

наличие эффективных минералогических критериев алмазоносности (что позволяет надежно устанавливать потенциальную алмазоносность искомого коренного источника, ореолов и в итоге выбирать наиболее перспективные участки для проведения детальных поисков [103]).

За рубежом за последние 15—20 лет открыты такие крупные коренные и россыпные месторождения, как трубки «Орапа», «Летхане», «Джванент» (республика Ботсвана), «Финш» (ЮАР), «Летсенг-ля-Терасе» (Лесото), многочисленные трубки в Анголе, Бразилии, отдельные трубки в Индии. Крупным достижением считается обнаружение кимберлитовых и лампроитовых трубок в Западной Австралии, одна из них площадью 44 га в среднем содержит 6,8 кар/т, с этой трубкой сопряжена россыпь с содержанием алмаза 3,4 кар/т.

Основным методом при поисках кимберлитовых трубок и россыпей алмаза в зарубежных странах является шлихо-минералогический с использованием алмаза и его минералов-спутников. Примечательно, что роль индикаторных минералов кимберлитов при поисках в этих странах резко возросла после открытия таких пород в Якутии, разработки и последующего существенного совершенствования в СССР шлихового метода. В сводке по кимберлитам мира М. Бардэ [146] подчеркнул, что за рубежом стали учитываться морфологические особенности зерен пироп и пикроильменита, степень их износа при транспортировке и особенности гипергенного растворения. В ряде случаев пироп в африканских кимберлитах полностью уничтожен наложенными метаморфическими процессами, поэтому большая роль отводится пикроильмениту. Последний в кимберлитах Африки встречается в более высоких концентрациях, чем в аналогичных породах Якутии.

В совершенствование и развитие шлихового метода поисков алмазных месторождений значительный вклад внесли такие наши исследователи, как В. П. Афанасьев, Ю. П. Белик, Л. А. Зимин, И. Н. Иванов, И. П. Илупин, В. И. Кривонос, В. Е. Минорин, М. И. Плотникова, Н. Н. Похиленко, Б. И. Прокопчук, Н. В. Соболев, Е. Д. Черный, З. В. Бартошинский и др.

За помощь в подготовке к печати данной монографии авторы выражают глубокую благодарность В. С. Кисловой, Н. И. Прокопенко, Г. С. Зарубиной, М. Ф. Сергеевой, А. А. Бочкиной, В. Ф. Опанасюк.

Авторы надеются также, что монография будет способствовать дальнейшему совершенствованию шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Якутская кимберлитовая провинция расположена в северо-восточной части Сибирской платформы. Проявления кимберлитового магматизма и отдельные находки алмаза известны также и за ее пределами (рис. 1) — на Алданском щите, в предгорьях Саян, на Енисейском кряже и севере Красноярского края. Однако встреченные в этих районах породы заметно отличаются составом от алмазоносных кимберлитов, образующих Якутскую провинцию, что наряду с их иными возрастом и геологическим положением, по мнению многих исследователей, не позволяет объединять их с последними.

Кимберлитовый вулканизм связан с положительными структурами первого порядка (антеклизмами и поднятиями), фундамент которых сложен добайкальским складчатым комплексом. Кимберлиты приурочены к региональным зонам глубинных разломов, ограничивающих с запада и востока Анабарский массив, а также отделяющих комплекс архейских пород массива от байкалид и мезозойских образований, обрамляющих его. Кимберлитовые тела в пределах Якутской провинции распределяются крайне неравномерно. Они группируются в 18 или 20 кимберлитовых полей, которые обычно объединяют в восемь более или менее обособленных районов. На севере и востоке границами провинции, как и Сибирской платформы, служат Лено-Анабарский и Предверхоанский прогибы, а на юго-востоке — Вилюйская синеклиза и Ангара-Вилюйский прогиб. На западе границу с меньшей определенностью проводят по восточному склону Тунгусской синеклизы.

Особенности тектонического положения отдельных групп коренных и россыпных месторождений, литолого-фациальные различия кимберлитов, их возраст, минералогические характеристики, химический состав, морфологические типы кристаллов алмаза и степень алмазоносности позволяют разделить провинцию на три кимберлитовые области (субпровинции): Вилюйскую, Анабар-Оленекскую и Алданскую. В кимберлитовые области входят кимберлитовые районы. Границы районов определяются по геологическим признакам, для некоторых районов они условны, сложились в ходе геолого-поисковых работ. В кимберлитовых районах выделяются кимберлитовые поля, образованные скоплениями кимберлитовых трубок и даек.

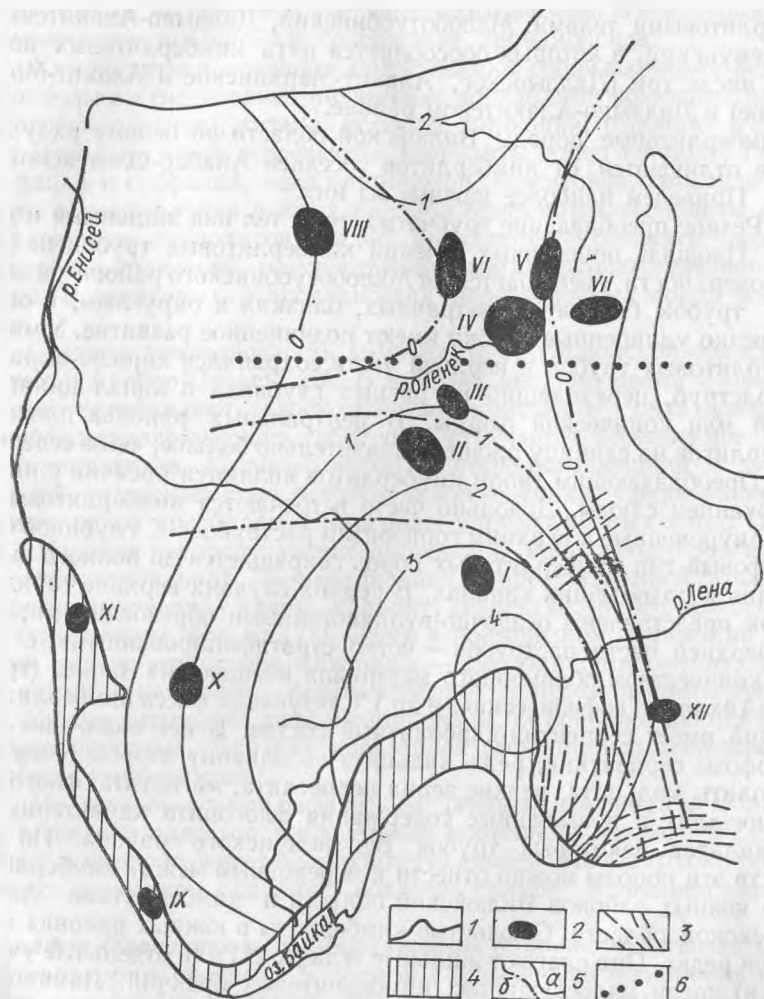


Рис. 1. Схема распространения кимберлитовых и кимберлитоподобных пород: 1 — границы Сибирской платформы; 2 — районы развития кимберлитов и подобных им пород (I — Малоботуобинский; II — Далдыно-Алакитский; III — Верхнемунский; IV — Среднееланский; V — Нижнеоленинский; VI — Куонапский; VII — Приленский; VIII — Меймеч-Котуйский; IX — Белозиминский; X — Чадобецкий; XI — Северо-Енисейский; XII — Алданский); 3 — структурные комплексы нижнего протерозоя; 4 — миогеосинклинальные зоны байкалит (1—4, по Е. В. Францессон, Б. И. Прокопчуку); 5 — линии тренда алмазности, усл. ед. (а — для всей провинции; б — для северной части провинции без районов VIII—XI); 6 — граница между Вилюйской и Анабар-Оленекской областями

Вилюйская кимберлитовая область охватывает территорию, южной границей которой являются контуры Малоботуобинского района. На севере граница области совпадает с северным ограничением Верхнемунского района, принятым условно по широте излучины р. Оленок. Вилюйская область вытянута в виде полосы с юга на север на 800 км. В ней выделено три кимберлитовых района с известными

кимберлитовыми телами: Малоботуобинский, Далдыно-Алакитский и Верхнемунский, в которых обособляется пять кимберлитовых полей, в том числе три (Далдынское, Алакит-Мархинское и Алакит-Моркокинское) в Далдыно-Алакитском районе.

Кимберлитовые породы Вилюйской области по целому ряду признаков отличаются от кимберлитов соседней Анабар-Оленекской области. Приведем наиболее важные из них.

1. Резкое преобладание трубчатых форм тел над жильными и даечными. Площадь поперечных сечений кимберлитовых трубок на земной поверхности уменьшается от Малоботуобинского района на север. Среди трубок больше изометричных, близких к округлым, и овальным; резко удлинённые трубки имеют подчиненное развитие. У многих кимберлитовых трубок в верхней части сохранился хорошо выраженный раструб, переходящий на разных глубинах в канал цилиндрической или конической формы. В центральных районах плотность кимберлитов на единицу площади значительно больше, чем в северных.

2. Преобладающим типом кимберлитов являются брекчии с низким содержанием слюды. Довольно часто встречаются кимберлитовые туфы, приуроченные к верхним горизонтам раструбов. С глубиной обычно туфовый тип кимберлитовых пород сокращается до полного выклинивания в подводящих каналах. В редких случаях верхние горизонты трубок представлены осадочно-вулканогенными образованиями, в самой верхней части раструбов — четко стратифицированными, с большим количеством обломочного материала вмещающих пород (трубки № 3, «Айхал», «Геофизическая» и др.). Связующая масса кимберлитовых брекчий имеет серпентин-карбонатный состав. В нее включены псевдоморфозы серпентина, реже кальцита по оливину второй генерации, микролиты кальцита, редкие зерна перовскита, магнетита, флогопита. Монтичеллит и повышенные содержания флогопита характерны для кимберлитов некоторых трубок Верхнемунского района. По ряду свойств эти породы можно отнести к переходным между кимберлитами более южных районов Вилюйской области и кимберлитами Анабар-Оленекской области. Слюдистые кимберлиты в южных районах встречаются редко. Они слагают жильные тела (А-21) или отдельные участки (блоки) среди малослюдистых кимберлитовых брекчий. Лампрофировые кимберлиты иногда образуют ксенолиты в базальтических кимберлитовых брекчиях. В редких случаях слюдистые разновидности кимберлитов полностью слагают небольшие трубки («Загадочная», «Малая»).

3. Характерно повышенное содержание минералов-спутников алмаза: пироба, пикроильменита, хромита. Преобладают породы II и III групп (по классификации А. Д. Харькина), хотя довольно часто встречаются кимберлиты IV и V групп. Типично повышенное содержание пироба по отношению к другим индикаторным минералам. Больше высокохромистых разновидностей пироба и хромшпинелида, особенно в алмазонасных трубках. В этом же типе трубок отмечается кноррингитсодержащий пироп, количество которого коррелируется с алмазонасностью кимберлитов [104]. Встречаются гранаты, характерные для верлитов (зеленого цвета). Среди пикроильменитов преобладают разновидности с умеренным содержанием MgO (6—9 %) и относи-

тельно низким количеством трехвалентного железа. В некоторых трубках отмечается повышенное содержание хромдиопсида.

4. Кимберлиты в основном представляют собой высокомагнезиальные породы с относительно низкими содержаниями щелочных элементов (особенно калия), титана, фосфора, циркония, стронция и др.

5. Довольно часто встречаются ксенолиты пород наиболее глубоких фаций и субфаций, алмаз-пироповой, коэситовой, гроспидитовой. Только в кимберлитах южных районов отмечаются ксенолиты катаклазированных лерцолитов, редко попадают ксенолиты верлитов (с зеленым гранатом), распространены магнезиально-железистые эклогиты. В некоторых разновидностях перечисленных пород встречен алмаз.

6. Средняя алмазоносность кимберлитов в Вилюйской области выше, чем в Анабар-Оленекской. В породах месторождений Вилюйской области преобладают плоскогранные кристаллы октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов, отмечается повышенное количество индивидов с сине-голубой фотолуминесценцией и высокой удельной интенсивностью рентгенолюминесценции. Среди включений в алмазе резко преобладают минералы ультраосновных пород [106].

7. Широкое распространение прожилков, жил, жеод и зон вторичной гидротермальной минерализации, представленной широким набором минералов — кварц, кальцит, серпентин, пирит, целестин, барит, стронцианит, брусит [71]. Здесь в повышенном количестве встречаются редкие вторичные минералы — амакинит, пироаурит, таумасит, хантит, екатеринит, ферросайбелиит, широко развиты битумы.

8. Кимберлиты слабо дифференцированы, не сопровождаются родственными породами. Для них характерен весь типоморфный комплекс признаков кимберлитов.

9. По тектоно-стратиграфическим данным, кимберлиты образовались в среднем палеозое. Определения изотопного возраста по свинцу и урану в цирконе свидетельствуют, что кимберлитовые трубки сформировались в позднем ордовике, позднем силуре и раннем карбоне [36].

Анабар-Оленекская кимберлитовая область охватывает огромную территорию на севере Якутской алмазоносной провинции в бассейнах рек Анабар и Оленек. Восточной ее границей условно можно считать р. Лена, западной — Анабарский массив, на севере область протягивается до Ледовитого океана. В области выделяются четыре кимберлитовых района: Среднеоленекский, Нижнеоленекский, Приленский, Анабарский. Каждый из перечисленных районов включает в себя отдельные поля с многочисленными трубками, дайками и жилами. Для кимберлитовых пород рассматриваемой области наиболее характерны следующие особенности.

1. Преобладание жильных и дайковых тел над трубчатыми. Трубки в большинстве случаев имеют удлиненную форму с ориентировкой длинных осей на северо-восток. Морфология трубок на глубину не изучена, так как ни одна из них не разбуривалась. Тем не менее есть основания считать, что основная часть удлиненных трубок на небольшой глубине переходит в подводящие каналы трещинного типа.

Эрозионный срез кимберлитовых тел значительно больше, чем в Вилюйской области.

2. Преобладание кимберлитовых брекчий среди других типов пород, выполняющих трубки северных районов (хотя нередко в виде отдельных блоков встречаются и порфиновые кимберлиты интрузивной фации). Большинство жильных и даечных тел сложено порфиروزыми кимберлитами интрузивного типа, которые, как правило, имеют хорошо раскристаллизованную основную массу. В кимберлитовых породах некоторых трубок и многих жил отмечается повышенное количество монтицеллита, обнаружены мелилит и нефелин. Широко распространены слюдястые разновидности кимберлитовых брекчий и порфировых кимберлитов. Выявлено несколько генераций флогопита: от крупных вкрапленников, достигающих 5—7 см в поперечнике, до мелких чешуйчатых и пластинчатых кристалликов.

3. В основном низкое содержание минералов-спутников алмаза, хотя есть трубки с повышенным их количеством («Обнаженная», «Русловая»). В большинстве случаев пикроильменит преобладает над пиропом. Высокохромистых разновидностей пиропа и хромита значительно меньше, чем в кимберлитах Вилюйской области, и они исключительно редки. Не встречены гранаты, характерные для верлитов. В общем меньшее разнообразие состава граната [104]. Клинопироксен, как правило, представлен низкохромистой разновидностью с повышенным содержанием глинозема. Ортопироксен тоже глиноземистый. В породах много вкрапленников флогопита, обогащенного титаном.

4. Кимберлиты содержат повышенное количество титана, железа, калия и некоторых малых элементов. Особенно высоки их концентрации в жильной и дайковой фациях. Кимберлитовые брекчии жерловой фации беднее этими элементами, но и они богаче, чем кимберлитовые породы Вилюйской области.

5. Наличие небольшого количества ксенолитов глубинных пород (исключение составляет трубка «Обнаженная» — одна из наиболее богатых ксенолитами трубок в Якутии, а также «Слюдянкэ»). Очень редко встречаются ксенолиты наиболее глубинных фациальных групп: алмаз-пироповой и коэситовой. Не обнаружены алмазонасные разновидности ксенолитов. В то же время налицо повышенное количество ксенолитов, относящихся к шпинель-пироповой и шпинель-пироксеновой фациям. Они представлены шпинелевыми перидотитами, слюдястыми разновидностями пироксенитов и перидотитов, ильменит-гранатовыми и ильменитовыми ультрабазитами. Гранатовые лерцолиты обычно содержат низкохромистый гранат.

6. Средняя алмазонасность кимберлитов меньше, чем в Вилюйской области. В большинстве кимберлитовых тел алмаз не обнаружен. Среди кристаллов алмаза Анабар-Оленекской области преобладают скрытослоистые округлые. Отмечается повышенное количество таких редких типов кристаллов, как кубы, тетрагексаэдровиды, индивиды псевдомиморфные и с признаками природного травления. Здесь повышается содержание примесного азота в алмазе, снижается количество индивидов с сине-голубой (особенно яркой) фотолюминесценцией и многогранников с высокой удельной интенсивностью рентгенолюми-

несценции [10]. В россыпях возрастает количество кристаллов алмаза с включениями минералов эклогитов.

7. В кимберлитах рассматриваемой области относительно редко встречаются прожилки, жилы и гнезда, выполненные гидротермальными минералами.

8. Кимберлитовые образования сопровождаются комагматичными породами ультраосновного и щелочного состава (щелочными перидотитами, пикритовыми порфиритами, альеитами, карбонатитами). Некоторые из этих пород по химическим особенностям близки к кимберлитам, однако в большинстве своем они не содержат типоморфных минералов кимберлитов — пиропы и пикроильменита. Известны случаи, когда в одной и той же трубчатой структуре соседствуют типичные кимберлиты и породы, относящиеся к пикритовым порфиритам или другим разновидностям ультраосновных щелочных образований.

9. Большинство кимберлитовых пород области мезозойские, хотя в некоторых южных районах и полях они имеют ранне- или среднепалеозойский возраст [36].

Алданская кимберлитовая область расположена на западном склоне Анабарского массива. В ней выделяются два кимберлитовых поля: Чомполинское и Тобук-Хатыстырское. В Чомполинском поле располагаются трубчатые и даечные тела, сложенные брекчиями и порфировыми породами. По составу они соответствуют кимберлитам (Алданская дайка, трубка «Осенняя») и пикритам (трубки «Горная», «Перевальная» и др.). В кимберлитах содержится повышенное количество низко- и среднехромистого пиропы, хромистого клинопироксена, ортопироксена, хромшпинелида и очень редко пикроильменита. Кимберлитовые породы Чомполинского поля изучены слабо, поэтому их типоморфные признаки выделить пока трудно. По имеющимся данным, они близки к кимберлитовым породам Анабар-Оленекской области, особенно к породам некоторых трубок Нижнеоленекского района («Обнаженная», «Русловая»).

Комплексное изучение пород, выполняющих трубки взрыва Тобук-Хатыстырского поля, показало, что они не имеют никакого отношения к кимберлитам. Эти образования представлены интенсивно карбонатизированными пикритами, содержащими очень редкие ксенокристаллы низкохромистого пиропы.

Различия между кимберлитовыми породами Вилуйской и Анабар-Оленекской областей определяются двумя группами факторов: эндогенными и экзогенными. Эндогенные факторы: а) особенности состава пород верхней мантии в области генерации кимберлитовых расплавов; б) физико-химические условия формирования расплавов. К экзогенным факторам относится: а) состав и механические свойства пород, вмещающих кимберлиты; б) воздействие на кимберлиты минерализованных вод, захороненных в окружающей среде; в) аутометаморфические и гипергенные замещения кимберлитов; г) масштабы эрозии кимберлитовых тел.

Эндогенные факторы определяют количество в породах инертных компонентов — Fe, Ti, Cr, Al, их геохимическую специализацию, содержание и состав индикаторных минералов и ксенолитов глубинных

пород, алмазонасность и свойства алмазов. От экзогенных факторов зависят степень вторичной переработки кимберлитов, содержание карбонатной составляющей и некоторых других компонентов, степень распада и состав гидротермальной минерализации, размер и частично форма тел кимберлитов. Изучение огромной коллекции ксенолитов глубинных пород позволяет реконструировать состав образований верхней мантии в области генерации кимберлитового расплава. При этом установлено, что литосферная часть верхней мантии в пределах Якутской кимберлитовой провинции сильно дифференцирована как по вертикали, так и по латерали. Термодинамический анализ минеральных парагенезисов ксенолитов показал, что наиболее глубокие части литосферы (ниже 150 км), захваченные магмой, представлены высокомагнезиальными ультраосновными породами (пироповые дуниты, гарцбургиты и лерцолиты с небольшим количеством пироксенов), отличающимися низкими содержаниями всех базальтических элементов — Al, Ti, Fe, Ca, Na, K. Эклогиты, хотя и относятся к магнезиально-железистому типу пород с повышенным содержанием большинства перечисленных базальтических компонентов, имеют здесь незначительное распространение и вряд ли существенно влияли на состав первых выплавов кимберлитового расплава, имевших исключительно высокую магнезиальность. Расположенная выше зона коэситовой субфации (150—120 км) характеризуется преобладанием гранатовых лерцолитов при резко подчиненном распространении железисто-магнезиальных эклогитов и верлитов. Равномернозернистые лерцолиты этой зоны близки по составу к хромпироповым дунитам и гарцбургитам нижней зоны, хотя среди них встречаются разновидности с несколько повышенным содержанием CaO и Al_2O_3 . Характерные для этой зоны катаклазированные гранатовые лерцолиты аналогичны по составу равномернозернистым разновидностям и отличаются от них несколько повышенным содержанием титана. Основным породообразующим минералом этой зоны мантии является оливин ($f = 7-9\%$); магнезиальный гранат — с переменным содержанием Cr_2O_3 (от 1,5 до 8 %). Клинопироксен представлен хромдиопсидом ($Cr_2O_3 = 1,5-2,5\%$), содержится в переменном количестве (от единичных знаков до 5—10 %), ортопироксен ($f = 4-9\%$) умеренно глиноземистый. Эклогиты магнезиально-железистые и магнезиальные распространены ограничено.

В зоне гросспидитовой субфации (120—80 км) распространены породы с широким диапазоном состава — от ультраосновного, до основного, нередко высокоглиноземистого. К ним относятся гранатовые лерцолиты с равномернозернистой структурой, некоторые разновидности пироповых пироксенитов, гросспидиты, магнезиальные эклогиты. Для этой зоны характерно появление гранатовых лерцолитов и пироксенитов, содержащих ильменит. Главный породообразующий минерал здесь, как и в более глубоких зонах, — магнезиальный оливин, часть его, особенно в ассоциации с ильменитом, имеет более высокую железистость ($f = 9-14\%$). Среди гранатов доминирует среднехромистая разновидность ($Cr_2O_3 = 1,5-5\%$), отмечается повышенное количество клинопироксена (хромдиопсида), содержатся магнезиальный ортопи-

роксен и ильменит (магнезиальный, низкохромистый, редко с 0,50—4,0 % Cr_2O_3).

Для зоны шпинель-пироповой субфации (80—50 км) и шпинель-пироксеновой фации (50—30 км) характерно развитие гранат-шпинелевых, гранатизированных шпинелевых, шпинелевых перидотитов и пироксенитов, а также магнезиальных эклогитов. Примечательная особенность наименее глубинных пород верхней мантии — сильная обедненность базальтическими составляющими. Главным минералом, по-прежнему, является высокомагнезиальный оливин, гранат представлен низкохромистой высокомагнезиальной разновидностью, в клинопироксене, так же, как и в ортопироксене, нередко повышено содержание Al_2O_3 .

В целом наиболее глубинные породы верхней мантии, захваченные магмой, и верхняя ее зона имеют высокомагнезиальный дебазальтизированный состав, в то время как средняя часть верхней мантии сохранила значительное количество базальтовой составляющей.

Латеральная неоднородность верхней мантии в Якутской кимберлитовой провинции проявляется в различии петрохимических и минералогических особенностей глубинных ксенолитов южных и северных районов. В целом ксенолиты северных районов содержат больше Al, Fe, Ca, Na, K и меньше Mg, чем ксенолиты южных районов. Наиболее магнезиальный состав ксенолитов установлен в кимберлитах Верхнемунского района. Здесь большинство этих пород представлено существенно оливковыми образованиями с незначительной примесью граната, хромшпинелида, клино- и ортопироксенов. Лерцолиты трубки «Обнаженная» отличаются от лерцолитов южных районов повышенным содержанием граната, пироксенов и соответственно более низким оливина. Широко распространены на севере провинции разности ультрабазитов, в той или иной степени обогащенные ильменитом и флогопитом, причем последний нередко образует мономинеральные скопления — глиммериты. В флогопит-ильменитовых ультрабазитах повышены содержания Al, Fe, Ca, Ti, K, F при относительно низком содержании Mg. Больше Al, Fe, Ca также в части пород, не содержащих ильменит и флогопит, в некоторых разностях лерцолитов и двупироксеновых эклогитов северных районов.

Полученные данные о составе ксенолитов глубинных пород в кимберлитах северных районов свидетельствуют о том, что в верхней мантии северной части кимберлитовой провинции было больше легкоплавких базальтических компонентов, чем в верхней мантии южных районов. Поскольку в кимберлитах северных районов содержание ксенолитов менее глубинных фаций резко повышено по сравнению с ксенолитами более глубинных фаций, предполагается, что на севере провинции (Анабар-Оленекская область) кимберлитовый расплав выплавлялся на менее значительной глубине, чем на юге, и при этом из субстрата, более богатого базальтическим веществом. В зависимости от глубины заложения корней кимберлитовых очагов и минерального состава пород верхней мантии формируются кимберлитовые образования разного петрохимического и минерального состава и разной продуктивности. Породы верхней мантии глубоких горизонтов, представ-

ленные существенно магнезиальными разновидностями, дают магнезиальные кимберлиты, содержащие дезинтегрированный материал глубинных зон мантии, — алмаз, гранат (нередко высокохромистый кноррингитсодержащий), оливин, хромдиопсид. Ильмент, флогопит, некоторые другие минералы контаминированы кимберлитовым расплавом из более высоких горизонтов. За счет метасоматизированных мантийных пород с высокими концентрациями флогопита и ильменита образуются более титанистые и щелочные кимберлитовые расплавы, как в Анабар-Оленекской области. Магматические очаги кимберлитов в северных районах располагались в более высоких горизонтах верхней мантии, поэтому они содержат мало материала алмаз-пироповой фации и козитовой субфации. Это предопределило их низкую продуктивность и особенности поднятого в земную кору глубинного материала.

По-видимому, слои верхней мантии, представленные существенно оливиновыми разновидностями пород, предопределяют появление более ультраосновных кимберлитов, как например, на Восточно-Европейской (Средний Тиман) платформе. И наоборот, интенсивно метасоматизированные породы мантии, сложенные флогопитом и другими минералами-концентраторами K, Ti и некоторых несовместимых элементов, способны продуцировать высокощелочные и высокотитанистые расплавы, которые внедрялись на Австралийском континенте в виде лампроитовых тел. Поскольку кимберлитовый и лампроитовый типы расплавов служат транспортером глубинного материала, в том числе и алмаза, то алмазность пород, равно как и свойства этого минерала, зависит от того, в какой степени кимберлитовые очаги достигали области стабильной кристаллизации алмаза, т. е. от глубины заложения очагов.

Экзогенные факторы играют очень большую роль в постмагматической переработке главного породообразующего минерала кимберлитов — оливина и в образовании за счет него серпентиновых и карбонатных псевдоморфоз. Наиболее сильно изменен оливин в кимберлитах Якутской провинции и на Восточно-Европейской платформе, в то время как оливин из кимберлитов большинства районов Африканского континента изменен в меньшей степени. Основная причина неравномерной измененности оливина в кимберлитах — разный состав среды, вмещающей кимберлитовые тела. Для якутских кимберлитов этой средой являются терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя, в которых находятся значительные скопления в разной степени минерализованных вод. В центральной части провинции (Вилуйская область) глубинные воды высоко минерализованы, они представлены рассолами, в которых содержание солей превышает сотни граммов на литр. Особенно высоко минерализованы карбонатно-хлоридные воды Малоботуобинского района.

Несколько иного состава рассолы, залегающие в кембрийских породах Далдыно-Алакитского района. В северных районах обводненность пород нижнего палеозоя меньше, а количество растворенных солей здесь намного уступает водам в центральных районах [71]. По-видимому, этим и объясняется различие в проявлении гидротермальной минерализации в кимберлитах Вилуйской и Анабар-Оленекской об-

ластей. Установлено, что в верхних горизонтах практически всех эксплуатирующихся трубок Якутии повышено количество прожилок и гнезд, выполненных друзами и сплошными массами кварца, нередко по окраске приближающегося к аметисту [115]. По мере углубления карьеров их содержание постепенно уменьшается, а на глубине более 100 м они практически исчезают. В кимберлитах северных районов друзы кварца в верхних горизонтах трубок не встречены. По-видимому, это связано с тем, что в них на земную поверхность эрозией выведены более глубокие части трубок, где не было гидротермальной минерализации, в результате которой образовался кварц. Детальными исследованиями установлено, что кварц из кимберлитов относится к высокотемпературной разновидности, в отличие от гидротермального кварца, связанного с другими породами, например траппами. Кроме того, он характеризуется очень низкими значениями природной и наведенной люминесценции [115]. В связи с этим кварц, а также другие гидротермальные минералы, обладающие повышенной устойчивостью к механическому истиранию и определенными типоморфными признаками, могут использоваться при шлихо-минералогическом методе поисков кимберлитовых тел.

Вмещающими породами кимберлитов Восточно-Европейской (Средний Тиман) платформы являются кварцевые песчаники на глинистом цементе раннепалеозойского возраста. В них залегают огромные массы слабо минерализованных вод. Кимберлиты, находящиеся в окружении интенсивно обводненных слабо литофицированных кварц-содержащих пород, имеют совершенно иную — вторичную — минерализацию. Здесь вместо серпентина и карбоната, широко развитых в кимберлитах Якутской провинции, отмечаются сапонит и тальк. Карбонатизации подвержены всего лишь верхние части трубок, где проявилось воздействие вод, проникающих из карбонатных песчаников каменноугольного возраста, перекрывающих трубки. Реликты неизмененного оливина появляются на глубинах порядка 0,5—0,7 км.

В кимберлитовых породах Африканского континента нет гидротермальных минералов, широко распространенных в кимберлитах Якутии. Исследователи кимберлитов Африки не упоминают о развитии здесь карбонатной, сульфидной, сульфатной и других типов гидротермальной минерализации. Зато здесь встречены сапонит, тальк, цеолиты.

У советских исследователей сложилось мнение, что африканские кимберлиты в связи с влажным и теплым климатом подвержены интенсивным вторичным изменениям, а кора выветривания распространена на этих породах до значительных глубин. На самом деле это не так. Коры выветривания развиты здесь до глубины первых десятков метров, глубже залегают относительно слабо измененные кимберлиты с высоким содержанием оливина и других легко разрушаемых в условиях гидротермальной переработки и гипергенеза минералов (клинопироксена, флогопита, монтчеллита и др.). Это объясняется тем, что вмещающими породами африканских кимберлитов служат плотные, сцементированные песчаники, долериты Карру, фельзиты, граниты, нориты.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Проблема типоморфизма минералов, научное и практическое значение которого подчеркивал А. Е. Ферсман [118], исключительно важна для решения многих задач как общегеологического, так и прикладного характера. В последние годы она привлекает все больше внимания исследователей. Этой проблеме были посвящены конференции и симпозиумы (Москва, 1970, 1982; Володарск-Волынский Житомирской области, 1973; Одесса, 1985).

Типоморфными принято считать «минералы, образовавшиеся в довольно определенных условиях и позволяющие судить об этих условиях» [137, с. 6]. Группа типоморфных минералов, кристаллизовавшихся в сходных физико-химических условиях, представляет типоморфную ассоциацию. Каждый типоморфный минерал обладает определенными признаками, отражающими состав среды, термодинамические параметры кристаллизации, миграционную способность элементов и другие физико-химические характеристики минералообразующей системы. Типоморфные признаки обусловлены вполне определенным процессом минералообразования или же какой-то его стадией [59].

Изучение типоморфных особенностей минералов имеет первостепенное значение для расшифровки сложных условий минералообразования, совершенствования генетической классификации минеральных видов. По типоморфным признакам минералов можно определять фациальную принадлежность массивов изверженных пород и производить их возрастное расчленение.

Особенно большое значение имеет типоморфизм минералов при поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Уже давно было обращено внимание на то, что всякая полезная минерализация сопровождается минералами-индикаторами, использование которых позволяет правильно ориентировать поисковые работы. Велика роль типоморфных признаков индикаторных минералов при поисках кимберлитов.

Кимберлитовые породы наряду с некоторыми другими (например, пегматитами) можно считать классическими по ярко выраженному типоморфизму их минералов и минеральных ассоциаций. Большинство исследователей считает, что кимберлитовый расплав зародился на больших глубинах при частичном или полном плавлении пород верхней мантии. Результаты современных исследований позволяют утверждать, что кимберлиты представляют собой сложные образования, в которых

наряду с минералами, образовавшимися непосредственно при кристаллизации, содержится огромное количество ксеногенного материала, захваченного кимберлитовым расплавом на разных уровнях верхней мантии и коры. Большие глубины, где господствуют сверхвысокие давления, специфическая геохимическая обстановка не могли не отразиться на особенностях минералообразования. Действительно, для кимберлитов характерны минералы, почти не встречающиеся в других типах пород. К ним относятся алмаз, магнезиальный гранат (пироп), магнезиальный ильменит (пикроильменит), высокохромистый хромит, хромдиопсид. Некоторые индикаторные минералы из кимберлитов, в отличие от им подобных из других магматических пород, обладают специфическими свойствами. К ним относятся магнезиальный оливин, ортопироксен, циркон, апатит, титаноклиногумит, флогопит. Все эти минералы вместе с алмазом находятся в кимберлитах и используются при поисках алмазных месторождений шлиховым методом. Их принято называть минералами-спутниками алмаза. Однако термин *минералы-спутники алмаза* в строгом понимании этого слова относится далеко не ко всем из перечисленных выше минералов, поскольку многие из них не имеют генетического родства с алмазом даже в том случае, когда в кимберлите они находятся вместе. Изучение включений твердых фаз в алмазе показало, что одновременно с ним образовывались определенные разновидности граната, оливина, хромита, клинопироксена, некоторых других минералов. Все они характеризуются четко выраженными индикаторными признаками, содержатся только в алмазоносных кимберлитах, где составляют небольшую долю от всего количества глубинных минералов. Строго говоря, только те их разновидности, равновесие кристаллизации которых в условиях стабильного алмазообразования не вызывает сомнения, следовало бы называть минералами-спутниками алмаза. Все остальные, образовавшиеся в более высоких горизонтах верхней мантии за пределами поля стабильности алмаза, правильнее было бы называть *минералами-индикаторами кимберлитов*. Однако в силу существующей традиции все минералы кимберлитов, используемые при поисках алмазных месторождений шлиховым методом, обычно называют минералами-спутниками алмаза.

Эффективность шлихо-минералогического метода поисков определяется следующими факторами: типоморфизмом индикаторных минералов кимберлитов, содержание которых во много раз превышает содержание самого алмаза; их сравнительно простой диагностикой даже в полевых условиях; строгой индивидуальностью для каждого кимберлитового тела; существованием в настоящий момент надежных минералогических критериев алмазоносности, что позволяет прогнозировать потенциальную алмазоносность коренного источника по минералам-спутникам из россыпей и соответственно выбирать наиболее перспективные участки для открытия месторождений.

Наиболее широко при поисках кимберлитовых тел используются пироп и пикроильменит, менее — хромит и хромдиопсид. Остальные минералы (магнезиальный оливин, энстатит, циркон, апатит, титаноклиногумит, флогопит) имеют ограниченное значение из-за редкой встречаемости в кимберлитах или по другим причинам, хотя в ряде

случаев оказывают существенную помощь при поисках. Некоторыми из этих минералов (циркон, апатит, титанклиногумит) обогащены кимберлиты отдельных трубок или жил. Повышенное количество хотя бы в шлихах одного из них в сочетании с пиропом или пикроильменитом может намного конкретизировать прогноз.

Гранаты пиропового ряда имеют наибольшее значение при прогнозировании коренного источника минералов-спутников алмаза из россыпей. Относительная простота и надежность определения Cr, Fe, Ca по показателю преломления и параметру элементарной ячейки позволяют быстро и достаточно точно охарактеризовать этот минерал в каждом конкретном случае.

Использование пикроильменита для поисков связано с большими трудностями из-за сложности определения его химического состава по косвенным признакам. Однако появление того или иного специфического свойства, например агрегатного строения, шиповидной поверхности на зернах, следов замещения сульфидными минералами, наличие реакционных оболочек, может служить доказательством кимберлитовой природы данного минерала.

По особенностям алмаза, которые могут быть приняты за типоморфные, З. В. Бартошинский [7, 8] делит все коренные и россыпные месторождения Якутии на две группы. Первая группа, сравнительно малочисленная, характеризуется определенным содержанием алмаза с одной резко выделяющейся особенностью, которая не свойственна или очень мало характерна для алмаза из других месторождений. Во второй группе, к которой он относит большинство месторождений, кристаллы алмаза имеют разные особенности, но каких-либо кристаллов со специфическими здесь свойствами нет. Месторождения второй группы отличаются друг от друга совокупностями типоморфных признаков алмаза.

Аналогично разделены нами месторождения алмаза по минералам-спутникам. К первой группе, также малочисленной, относятся тела, минералы-спутники которых характеризуются особенностями, однозначно соответствующими конкретному первоисточнику. Примером может служить трубка «Айхал», где при относительно низком содержании пироп-пикроильменит встречается крайне редко. К тому же пироп обладает характерными признаками: большинство его зерен фиолетово-красные, с повышенным показателем преломления, отражающим высокую хромистость минерала. Среди кимберлитов Малоботобинского района к первой группе можно отнести трубку «Амакинская» и жилу А-21. В этих телах резко повышено содержание мелких зерен пикроильменита со специфической бугорчатостью на поверхности, не характерной для него в других телах района. В некоторых трубках в большом количестве встречаются мало распространенные (в основной части кимберлитовых тел) минералы-спутники алмаза. Так, в трубке «Коллективная» Далдыно-Алакитского района установлен титанклиногумит, известный еще в двух трубках — «Русловая» Нижнеоленинского и «Университетская» Куонапского районов. Естественно, что новые находки этого минерала в россыпях, не связанных с названными трубками, будут однозначно свидетельствовать о существо-

вании еще не открытого кимберлитового тела. В единичных трубках известны крупные зерна апатита. Обнаружение зерен апатита в россыпях, не связанных с уже известными трубками, содержащими крупные зерна апатита, является доказательством наличия не выявленного коренного источника. То же самое можно сказать и в отношении циркона, довольно крупные зерна которого установлены в небольшом числе трубок. Следовательно, те кимберлитовые тела, минералы-спутники которых какими-то особенностями заметно отличаются от им подобных из большинства трубок или содержат нетипичные (нетрадиционные) минералы, относительно легко распознаются по продуктам их разрушения, что облегчает их поиски. Минеральные ассоциации кимберлитов, в которые входят один или несколько нетрадиционных индикаторных членов или в которых традиционные индикаторные минералы имеют ярко выраженные индивидуальные особенности, следует относить к локальным.

Минералы-спутники из месторождений алмаза второй группы, включающей в себя большинство трубок и жил, не имеют четко выраженных индивидуальных особенностей. И все же по комплексу признаков отличия между индикаторными минералами можно найти. Наиболее важными признаками, на которые следует обращать внимание при поисках кимберлитовых трубок второй группы, являются общие содержания минералов-спутников алмаза (пироба, пикроильменита, хромдиоксида, хромита), их соотношения, размер, форма и внутреннее строение зерен, содержания твердых включений, распределения минералов по цветам, показателям преломления, параметрам элементарной ячейки, термоздс (пикроильменит). Наиболее важные отличительные признаки минералов — особенности их химического состава. Надежными критериями, позволяющими увязывать спутники алмаза с конкретными месторождениями, являются содержания: а) для пироба — Cr, Ca, Fe, Ti; б) для хромита — Cr, Al, Ti, Fe, Mg; в) для пикроильменита — Ti, Mg, Cr, Fe^{3+} , Fe^{2+} ; г) для клинопироксена — Cr, Al, Mg; ж) для ортопироксена — Al, Fe, Cr, Na. Другие (не перечисленные здесь) минералы из кимберлитов также обладают четкими типоморфными признаками состава, которые иногда могут успешно использоваться при поисках. Ассоциации индикаторных минералов из кимберлитов, не обладающих четко индивидуализированными типоморфными признаками от трубки к трубке, встречаются в большинстве кимберлитовых тел всех провинций мира, в связи с чем мы их предлагаем называть региональными.

В табл. 1 приведена классификация индикаторных минералов из кимберлитов по условиям их образования. Выделенные типоморфные ассоциации минералов можно условно разделить на три группы: больших, средних и относительно малых глубин. К первой группе относятся алмаз-хромит-хромпиробовая и хромдиоксид-хромит-хромпиробовая ассоциации, ко второй — ильменит-хромшпинелид-пиробовая и хромшпинелид-пироб-ильменитовая, к третьей — пироксен-пироб-ильменитовая и флогопит-пироксен-ильменитовая.

Можно говорить о таких характерных особенностях изменения состава минералов в направлении от наиболее глубоких алмазсо-

Таблица 1. Классификационная схема индикаторных минералов из кимберлитов

| Ассоциация | Алмаз | Гранат | Хромшпинелид | Ильменит | Клинопироксен | Флогопит | Амфибол |
|----------------------------------|-------|--|--|--|--|---|---|
| Флогопит-пироксен-ильменитовая | | | Высокоглинозёмистый, относительно низкохромистый | Высокомагнетизальный, низкохромистый | Низкохромистый (диопсид) | Титанистый, с повышенным содержанием Fe | Титанистый, с повышенным содержанием Fe |
| Пироксен-пироп-ильменитовая | | Пироп, сражжёный, низкохромистый | Глинозёмистый, среднехромистый | Магнетизальный, низкохромистый | Низко- и среднехромистый (диопсид и хромдиопсид) | Титанистый, низкохромистый, с повышенным содержанием Fe | Титанистый, с умеренным содержанием Fe |
| Хромшпинелид-пироп-ильменитовая | | Пироп, оранжево-красный и красный, с умеренным содержанием Cr | Среднехромистый | Магнетизальный, умереннохромистый | Умереннохромистый (хромдиопсид) | Умереннотитанистый, низкохромистый, с переменной железистостью | Низкотитанистый, умереннохромистый |
| Ильменит-хромшпинелид-пироповая | | Пироп, фиолетово-красный, с повышенным содержанием Cr | Средне- и относительно высокохромистый | Магнетизальный, умереннохромистый и хромистый | Хромдиопсид | Умереннотитанистый и умереннохромистый с переменной железистостью | Хромистый, низкотитанистый |
| Хромдиопсид-хромит-хромпироповая | | Хромпироп, малиновый, высокохромистый, кноррингит-содержащий; пиропуваровит, зелёный | Высокохромистый | Магнетизальный, с повышенным содержанием Mg, умереннохромистый | Хромдиопсид, с повышенным содержанием Cr | Низкотитанистый, умеренножелезистый, высокохромистый | Высокохромистый, низкожелезистый |

| Ассоциация | Алмаз | Гранат | Хромшпинелид | Ильменит | Клинопироксен | Флогопит | Амфибол |
|----------------------------|---|-------------|--------------|---------------------------------------|-------------------------------------|--|---------|
| Алмаз-хромит-хромпироповая | Кристаллы и содержащий хромпироп, малиновый | Кноррингиты | То же | Высоко-титанистый, с низким Fe^{3+} | Высоко-хромистый (юрит-хромдиоксид) | Низко-титанистый, низко-железистый, умеренно- и высоко-хромистый | |

держающих ассоциаций к относительно малоглубинным, где не только алмаз, но и пироп является метастабильной фазой: а) уменьшается содержание Sr и Mg ; б) увеличивается — Ti и Fe , особенно Fe^{3+} ; в) в относительно малоглубинных ассоциациях появляются минералы, содержащие K_2O , H_2O , P_2O_5 , ZrO .

Установленный тренд изменения состава индикаторных минералов из кимберлитов отражает тенденцию дифференциации состава пород верхней мантии в вертикальном разрезе от наиболее глубоких ее частей, доступных для изучения по ксенолитам, вынесенным кимберлитовым расплавом, до границы раздела Мохо.

Минералы разноглубинных типоморфных ассоциаций различаются не только химическими, но и физическими свойствами, являющимися в большинстве случаев функцией их химической специализации. Это еще больше подчеркивает типоморфизм индикаторных минералов кимберлитов и обеспечивает их эффективное использование при поисках.

На примере кимберлитов Якутии с привлечением данных о таких же породах других регионов, располагающихся на расстоянии многих сотен и тысяч километров друг от друга, установлена следующая закономерность: большинство из выделенных ассоциаций индикаторных минералов кимберлитов отмечается практически во всех кимберлитовых телах. Различия между последними заключаются в соотношениях (относительных концентрациях) минералов данных ассоциаций. Эти соотношения, как правило, индивидуальны в каждой трубке или дайке, что дает возможность по индикаторным минералам из ореолов определять их коренной источник.

Зависимость состава и физических свойств минералов из кимберлитов от глубины их формирования в верхней мантии, неодинаковое их распространение в кимберлитах разных трубок позволяют по наличию в конкретных трубках определенных минеральных ассоциаций судить о глубине заложения корней магматических очагов кимберлитов. Анализируя картину распределения ассоциаций индикаторных минералов по алмазоносным районам и полям Якутской кимберлитовой провинции, можно утверждать, что глубина заложения магматических очагов кимберлитов от центральных районов к периферийным

уменьшается. Так как в этом направлении снижается продуктивность кимберлитов, есть все основания считать причиной снижения алмазности уменьшение глубинности пород. Однако глубинность (термодинамические условия кристаллизации) не оставалась постоянной для кимберлитов конкретных алмазоносных районов, о чем свидетельствуют существенные различия в составе индикаторных минералов, габитусе алмаза и алмазности кимберлитов даже рядом расположенных трубок. Показательны в этом отношении кимберлиты Мало-Ботуобинского района, среди которых можно найти аналоги кимберлитов практически всех алмазоносных районов Якутской кимберлитовой провинции. Так, кимберлиты трубок № 1, им. XXIII съезда КПСС, «Мир» характеризуются признаками наиболее глубинных пород, кимберлиты трубки «Таежная» по ряду свойств сопоставляются со слабоалмазоносными кимберлитами Далдыно-Алакитского района, породы трубки «Амакинская» — с кимберлитами Среднеоленинского района, а жила А-21 имеет много общего с предполагаемыми источниками алмаза на севере провинции, для которых прогнозируется жильный тип кимберлитов [1].

В процессе разрушения коренных источников и образования механических ореолов индивидуальные особенности индикаторных минералов из кимберлитов, приобретенные в глубинных условиях, сохраняются, в связи с чем каждое кимберлитовое тело образует только для него характерный ореол рассеяния этих минералов.

Однако на земной поверхности индикаторные минералы попадают в условия наиболее далекие от равновесных условий их существования. Они подвергаются воздействию новых мощных факторов, изменяющих как облик отдельных минералов, так и их ассоциацию в целом. В процессе формирования шлиховых ореолов происходит изменение первичных (эндогенных) признаков минералов из кимберлитов и возникновение вторичных (экзогенных).

Наиболее существенное влияние на изменение индикаторных минералов в осадочных коллекторах оказывают: химическое выветривание; механическая дифференциация (по плотности и гранулометрии); механическое истирание минералов при транспортировке.

В осадочных коллекторах многообразные и очень сложные изменения морфологии зерен минералов-спутников алмаза, характера их поверхности осуществляются под воздействием гипергенеза, диагенеза, гидротермальных растворов.

Установлен следующий ряд устойчивости индикаторных минералов в условиях ореолов: серпентин — флогопит — апатит — титанклиногумит — оливин — пироксен — пироп — ильменит — хромит — циркон — алмаз.

Приведенные ниже данные убедительно свидетельствуют о том, что эффективное использование шлихового метода поисков алмазных месторождений по минералам-спутникам алмаза немыслимо без детального и всестороннего изучения минералов из кимберлитов традиционными и новейшими методами. Изучение типоморфных особенностей минералов-спутников алмаза является основой для совершенствования методики поисков алмазных месторождений по шлиховым ореолам.

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

АЛМАЗ

Алмаз — минерал, характерный для кимберлитов. Он также встречается как аксессуар, в редких случаях как породообразующий минерал в некоторых типах ксенолитов ультрабазитов и эклогитов, обнаруженных в ряде алмазоносных кимберлитовых трубок.

Кристаллы алмаза из ксенолитов. Результаты исследования алмаза из эклогитов трубки «Удачная» и опубликованные данные об алмазе из ксенолитов глубинных пород других трубок позволили Ю. Л. Орлову [69, 70] сделать заключение о полигенности этого минерала. Второй не менее важный, вывод — внедряющаяся магма является транспортером алмаза, образовавшегося в породах верхней мантии ультраосновного и основного составов. К настоящему времени наиболее детально исследованы морфологические особенности и некоторые физические свойства кристаллов алмаза из ксенолитов перидотитов [110, 167, 176 и др.] и эклогитов [5, 6, 102, 174 и др.).

Находки ксенолитов ультраосновных пород с кристаллами алмаза немногочисленны [42, 74, 81, 98, 104, 106, 110, 167, 176 и др.]. Они представлены гарцбургит-дунитами, содержащими оливин (серпентин) ± гранат ± хромит ± энстатит (серпентин) ± графит ± сульфиды, лерцолитами — оливин (серпентин) + ортопироксен + клинопироксен + гранат ± хромит ± ильменит ± графит ± флогопит и др. Обнаружены в кимберлитовых трубках Якутии («Айхал» — образцы А-1а, А-2а, А-3а, А-4а, А-5а, А-90а, А-200; «Удачная» — Ув-364, Ув-402, Ус-221/420, Ув-404, Ув-406, Ув-418, Ув-47/76, Ув-69/76, Ув-70/76, Ув-727, Ув-823, Ув-198/76, ТУВ-150, Ув-225/75; «Мир» — А-414), Южной Африки («Финш» — ХМ-46, ХМ-48; «Мотае» — ВД-2125) и США («Шаффер-3» — 1117). Размеры ксенолитов редко превышают 5 см в диаметре, максимальные — обр. ХМ-46 — (26,0 × 17,0) см и обр. ХМ-48 — (19,5 × 17,0) см. Предполагаемые *РТ*-параметры кристаллизации пород:

| <i>P</i> , Па | <i>T</i> , °C |
|-----------------------------|---------------|
| > 4 · 10 ⁹ | ≈ 1150 — 1200 |
| ≈ (4—8) · 10 ⁹ | ≈ 1300 — 1400 |
| ≈ (4—5) · 10 ⁹ | ≈ 1050 — 1150 |
| ≈ 4 · 10 ⁹ | ≈ 1150 — 1200 |
| ≈ (4—5,5) · 10 ⁹ | ≈ 990 — 1390 |
| ≈ 4 · 10 ⁹ | ≈ 1400 |

В этих ксенолитах обнаружено 145 кристаллов алмаза, в одном ксенолите обычно 1 — 3 индивида, редко 7, 9, 46 и 53. Размеры кри-

таллов алмаза 0,2 — 3,0 мм. Доминирующий габитус октаэдрический, реже переходный от октаэдрического к ромбододекаэдрическому, иногда додекаэдрический. Основные морфологические типы кристаллов: остросереберные плоскогранные октаэдры (редкие), октаэдры с параллельной (тригональной) штриховкой на месте ребер (частые), октаэдры с полицентрически растущими гранями (редкие), октаэдры со сноповидной (дитригональной) и занозистой штриховкой на месте ребер (очень редкие), додекаэдрониды (очень редкие). Встречены закономерные (двойники кристаллов по шпинелевому закону и параллельные сростки) и закономерные срастания кристаллов. Наблюдались кристаллы с полосами деформации. Большинство кристаллов бесцветные и прозрачные, среди окрашенных преобладают коричневые цвета разной интенсивности, реже — желтые. В одном кристалле (обр. Ус-221/420) установлены включения оливина и хромита, наблюдались многочисленные включения графита (?) и другие недиагностированные минералы. В некоторых ксенолитах (обр. ХМ-46, ХМ-48) отмечена поверхностная графитизация алмаза. Преобладают кристаллы, относящиеся, по классификации Ю. Л. Орлова, к разновидности I.

В трубке «Удачная» [79] найдены ксенолиты алмазосодержащей породы переходного типа между ультраосновными и основными образованиями, представленной пироксенитом* (обр. У-759, У-756; минеральный состав — клинопироксен (серпентин) + гранат ± ортопироксен + рутил ± сульфиды + флогопит). Предполагаемые *PT*-параметры кристаллизации: $P \approx (8-9) \cdot 10^9$ Па; $T \approx 1190 - 1400$ °С.

В ксенолитах обнаружены многочисленные мелкие (0,01—0,7 мм) плоскогранные октаэдры алмаза и их сростки, в том числе октаэдры, сдвойникованные по шпинелевому закону, а также кристаллы кривогранной формы. У алмаза, расположенного между зернами силикатов, ребра сглажены и частично графитизированы. Кристаллы бесцветные, бледно-розовые, реже серые, дымчатые. По классификации Ю. Л. Орлова, они относятся к разновидности I.

Наиболее многочисленны находки ксенолитов алмазосодержащих пород основного состава. Очень представительны магнезиально-железистые эклогиты, содержащие гранат + клинопироксен ± графит ± флогопит и др. [5, 6, 13, 48, 57, 65, 100 — 102, 104, 106, 109, 174 и др.]. Они установлены в кимберлитовых трубках Якутии («Мир» — образцы М-180, М-33, М-45-52, М-5, М-53, 54, 63, 69, 811, А-45/2 и др.; «Удачная» — У-759, У-952, У-203/80; «Сытыканская» — С-15, С-16, С-17) и Южной Африки («Ньюлэнд»; «Орапа» — АК-1/9, АК-1/10, АК-1/25, ХМ-4, ХМ-5, ХМ-6, ХМ-7, ХМ-9, ХМ-26, ХМ-28, ХМ-31, ХМ-32, УУГ-892, УУГ-895 и др.; «Робертс Виктор» — HRV247, ХRV22, PJL18; «Ягерсфонтейн» — JJG531, DB5) и др. Средний размер ксенолитов 1,5 — 2,5 см. Предполагаемые *PT*-параметры кристаллизации пород: $P \approx (4,5-5,0) \cdot 10^9$ Па; $T \approx 1150-1500$ °С.

В этих ксенолитах обнаружено больше 340 кристаллов алмаза, в одном ксенолите в основном от 1 до 3 индивидов, нередко 6 — 7

* А. И. Пономаренко и А. И. Цепин в 1987 г. обнаружили в трубке «Мир» ксенолит флогопитового пироксенита, содержащий сросток разновеликих октаэдров алмаза.

и больше (119 кристаллов). Размеры кристаллов от 0,1 до 3,2 мм. Доминирующий габитус октаэдрический и переходный от октаэдрического к ромбододекаэдрическому, редко додекаэдрический и кубический. Основные морфологические типы: остросреберные плоскогранные октаэдры (редкие), октаэдры с тригональной штриховкой (частые), октаэдры с полицентрически растущими гранями (частые), октаэдры со сноповидной штриховкой на месте ребер (редкие), редко кристаллы комбинационной формы {111} — {110} и кубы. По гониометрическим данным на некоторых кристаллах установлены плоские грани простых форм {110}, {100}, {241}, {341} и др. Кристаллы с гранями куба наблюдались среди преобладающих октаэдров и переходных форм {111} — {110} в ксенолитах эклогитов с графитом (HRV 247, XRV 22). Встречены закономерные (сдвойникованные по шпинелевому закону и параллельные сростки кристаллов) и не закономерные срастания кристаллов. На гранях часто видны полосы пластической деформации и трещины, обратнопараллельные треугольные впадины. Для многих кристаллов характерно груболаминарное строение. В большинстве алмаз бесцветен и прозрачен, много коричневых и дымчатых индивидов с окраской разной интенсивности, реже встречаются кристаллы желтого цвета.

Во многих кристаллах из ксенолитов установлены характерные для алмаза из кимберлитов примесные оптически активные дефекты — центры N_2 , N_S (111), N_S (100) и N . Чаще наиболее четко проявляется центр N_2 . Содержание азота и отношение N парамагнитного к N общему такое же, как и у алмаза из кимберлитов. Для коричневых кристаллов характерно наличие полосы поглощения во всей видимой области спектра с широким максимумом 537 — 560 нм, для них же свойственны астеризм лауэпята и сигналы ЭПР от дефектов структуры типа разорванных углеродных связей. $\delta^{13}C$ для некоторых разновидностей алмаза — 0,88 и — 0,85 ‰, у графита из этого же эклогита $\delta^{13}C = -0,87$ ‰. Кристаллы алмаза содержат включения графита, сульфидов (?), пироксена (?) и других минералов, реже граната, омфацита. Нередко проявлена поверхностная графитизация додекаэдрических поверхностей кристаллов. Преобладают кристаллы, относящиеся, по классификации Ю. Л. Орлова, к разновидности I.

Менее представительны такие алмазсодержащие породы основного состава, как дистеновый эклогит, гроспидит, корундовый эклогит (минеральный состав: гранат + клинопироксен + дистен ± рутил ± ильменит ± флогопит ± графит ± корунд и др.), найденные в кимберлитовых трубках Якутии («Удачная» — образцы УА-388, У-22, У-213, У-259, У-260, У-815, У-816, У-820, Б/Н-2, Ув-210, УВ-52, Ув-47, Ув-2046, Ув-59, У-38, У-656, Ув-604; «Сытыканская» — С-14, ТС-145, ТС-146; «Мир» — М-75 и др.) [5, 53, 76, 77, 78, 80, 104, 106, 109, 174 и др.]. Предполагаемые PT -параметры кристаллизации пород:

| P , Па | T , °C |
|----------------------------------|-----------------------|
| $\approx 5 \cdot 10^9$ | $\approx 1150 - 1200$ |
| $\approx (4,3 - 5,3) \cdot 10^9$ | > 1200 |

В этих ксенолитах обнаружены многочисленные кубические, кубооктаэдрические и октаэдрические кристаллы алмаза размером 0,1 — 3,5 мм. Октаэдры и ромбододекаэдры наблюдались в эклогитах с ильменитом (обр. ТС-145, ТС-146) и корундом (обр. М-75), реже в дистеновых эклогитах. Основные габитусные типы: октаэдрический, переходный между октаэдрическим и ромбододекаэдрическим, ромбододекаэдрический. Морфологические типы кристаллов представлены острореберными октаэдрами (редкие), октаэдрами с тригональной (частые) и сноповидной (редкие) штриховкой, псевдоромбододекаэдрами (редкие). Встречены кристаллы, sdвойникованные по шпинелевому закону, и незакономерные сростки. На гранях проявляются полосы пластической деформации. Алмаз бесцветный и дымчато-коричневый, содержит включения граната. По Ю. Л. Орлову, — это разновидность I. В дистеновых эклогитах и гроспидите (Ув-210) преобладают кубы, кубооктаэдры и их сростки. Вершины многих кубов притуплены гранями октаэдра, ребра часто с поперечной ступенчатостью. На относительно плоских гранях {100} развиты четырехугольные впадины. Гранни многих кубов вогнутые — скелетные кристаллы с характерными взаимно перпендикулярными бороздками. В обр. У-656 встречены кубы двух типов (скелетные и кубооктаэдры с постепенными переходами между ними); в обр. Ув-604 (с графитом) установлены куб и октаэдр алмаза. Кубы желтые, зеленовато-желтые, серые, бледно-розовые, реже бесцветные. Кристаллы нередко зональны — бесцветное ядро и желтая оболочка. По классификации Ю. Л. Орлова, относятся к разновидностям II, III, реже I. Анализ обобщенных данных об особенностях алмаза из глубинных ксенолитов подтверждает вывод о тождестве этого минерала из кимберлитов и ксенолитов мантийных пород в них. Изученные кристаллы алмаза из ксенолитов ультраосновных пород представлены преимущественно плоскогранными октаэдрами (чаще с тригональной штриховкой на месте ребер) — кристаллами разновидности I, реже V и VII, по классификации Ю. Л. Орлова. Основной габитусный тип кристаллов алмаза из ультраосновных пород — октаэдрический. В эклогитах обнаружены практически все основные разновидности и габитусные типы алмаза (кубы, октаэдры, переходные формы от октаэдра до ромбододекаэдра, ламинарные ромбододекаэдры), встречающиеся в кимберлитах. Это преимущественно алмазы разновидностей I — III, реже V и VII, по Ю. Л. Орлову. Среди образцов алмаза из ксенолитов эклогитов встречена также разновидность IV (?), а разновидность IX (борт) найдена в эклогитах и перидотитах. Известны находки фрагментов мантийных алмазоносных пород — желваков граната разного состава (перидотиты и эклогиты) с кристаллами алмаза, в том числе и с бортом [47, 68, 112 и др.]. Оригинальной следует считать находку алмаза черного цвета (борт) массой около 2,5 кг, проросшего агрегатами граната и клинопироксена. Сrostок этих минералов в процессе обогащения был раздроблен на многочисленные фрагменты, которые, по данным А. И. Боткунова, представляли собой куски от практически чистого алмаза (с повышенным количеством микропримесей) до почти безалмазной породы гранат-пироксенового состава. Между ними существуют постепенные переходы. Судя по

окраске минералов (бледно-фиолетово-красной для граната и светло-зеленой для клинопироксена), эти минералы характеризуются умеренной хромистостью и принадлежностью к лерцолитам *. Для алмаза из эклогитов характерна морфологическая гетерогенность кристаллов, здесь же по параметрам кристаллизации выделяются две крайние группы кристаллов — октаэдры и кубы.

Как известно, формирование одного и того же габитусного типа кристаллов определяется в разной геологической обстановке многими факторами: *PT*-параметрами, пересыщением растворов (расплавов), составом примесей, кислотностью — щелочностью среды и т. д. Морфологические особенности кристаллов алмаза из ксенолитов прежде всего показывают, что большинство их в магмах гарцбургит-дунитового и эклогитового состава выделяются одними из первых и растут свободно. Об этом свидетельствует совершенство огранки; влияние среды в основном сказывается на облике кристаллов алмаза (частое уплощение по $[111]$) и приобретении ими ложной внешней симметрии, отражающей компромисс между внутренней симметрией кристаллов и симметрией минералообразующей среды. Рост кристаллов алмаза в среде ультраосновного состава происходит при высоких *PT*-параметрах и незначительных пересыщениях расплавов. Так как их форма стремится приспособиться к изменяющимся термодинамическим характеристикам, то доминирование октаэдров алмаза (плоскогранные; с параллельной штриховкой; с полицентрически растущими гранями) в ксенолитах ультраосновных пород указывает на постепенное и медленное изменение условий кристаллизации. Некоторое возрастание пересыщения (например, из-за падения давления) вызывает формирование октаэдров с полицентрически растущими гранями и грубой параллельной штриховкой, а также рост двойников. К сожалению, отсутствие данных по анатомии кристаллов алмаза из ксенолитов не позволяет говорить о том, какими конкретно были условия равновесия для данной кристаллической формы. Только постоянное равновесие могло обеспечивать непрерывный рост кристаллов, подобных самим себе. Степень пересыщения расплава полезным компонентом была оптимальной, а градиенты *PT* — минимальными и плавными, что выдержано для кристаллов алмаза как из перидотитов, так и из эклогитов. В большинстве случаев для каждого конкретного ксенолита характерен один габитусный (нередко и морфологический) тип кристаллов алмаза. Только для некоторых ксенолитов эклогитов с графитом наблюдаются контрастные формы кристаллов алмаза. Более четко определенные эволюционные габитусные ряды фиксируются для кристаллов алмаза из ксенолитов эклогитов (например, переходный ряд кристаллов октаэдр — кубооктаэдр — куб). Вырождение октаэдров, образование большого количества двойников и кубических кристаллов свидетельствуют о достаточно быстрой кристаллизации при возрастании пересыщения, т. е. термодинамический режим вызывал существенные изменения минералообразующей среды. Как уже упоминалось,

* Образец до сих пор детально не исследован. По своей характеристике он близок к борту, описанному Ф. В. Каминским с соавторами [47], из трубки «Мир».

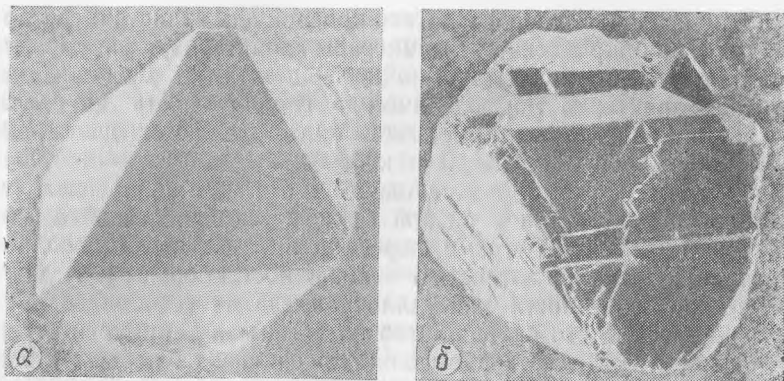


Рис. 2. Кристаллы алмаза из ксенолита эклогита (обр. У-203/80, трубка «Удачная»):

а — бесцветный острореберный октаэдр, уплощенный по [111]; *б* — незаконченный сросток розово фиолетовых разновеликих, октаэдров с элементами полицентрического роста граней. Размеры кристаллов около 1 мм в поперечнике

в эклогитах с графитом имеем крайний случай морфологической гетерогенности кристаллов алмаза — образование октаэдра и куба. Можно также выделить два подтипа пород эклогитового состава: с высокими *РТ*-параметрами образования — магнезиально-железистые эклогиты (октаэдры алмаза) (рис. 2), и с более низкими — дистеновые эклогиты, гроспидиты и др. (кубы алмаза). На относительную неравномерность физико-химических условий кристаллизации алмаза в эклогитах указывают особенности изотопного состава углерода. Если для кристаллов алмаза с включениями минералов ультраосновных пород характерны узкий диапазон $\delta^{13}\text{C}$ и незначительные колебания отношения $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ для разных частей отдельного кристалла, то для алмаза с включениями минералов из эклогитов отклонения $\delta^{13}\text{C}$ и отношения $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ (в сторону как утяжеления, так и облегчения) в пределах кристалла значительны [28 и др.]. Понижение однородности кристаллов сопровождается изменением и усложнением их формы. Чем более однородны монокристаллы, тем более простая у них огранка (октаэдры в нашем случае). Неоднородность, захват примесей кристаллом, рост пересыщения приводят не только к усложнению его огранки, но и к изменению механизма роста (например, волокнистый рост кубов).

Итак, среди ксенолитов мантийных пород в кимберлитах при наиболее высоких *РТ*-параметрах образуются кристаллы алмаза из перидотитов. Все морфологическое разнообразие алмаза из ксенолитов определяется формами роста, главная из которых октаэдр. Кристалломорфологическая эволюционная зональность во времени лучше выражена в кристаллах алмаза из эклогитов, эволюционную зональность в пространстве можно восстановить только для разных по минеральному составу эклогитов. Для каждой конкретной трубки с алмазосодержащими ксенолитами характерно соответствие алмаза из ксенолитов и кимберлитов, т. е. разновидности алмаза (по морфологии, особенностям строения граней, окраске, наличию полос пластической

деформации, содержанию примесного азота и др.) из ксенолитов встречаются и в кимберлитах. Вместе с тем в последних возможно иное процентное содержание каких-либо разновидностей алмаза или наличие других его кристаллов. Средняя концентрация алмаза в ксенолитах может быть значительной. Например, в одном ксенолите эклогита из трубки «Орапа» она достигает 0,1 % [174], во много раз больше, чем в кимберлите. Чтобы получить содержание алмаза в кимберлите, характерное для этой трубки, достаточно одной части алмазосодержащего эклогита на 5 000 частей кимберлита.

При возникновении условий нестабильности для кристаллов алмаза из перидотитов и эклогитов они растворяются с образованием округлых форм и переходом от октаэдров, комбинаций {111} — {110} и кубов к додекаэдроидам, тетрагексаэдроидам и кубоидам. Очевидно, это одна из главных причин возможного нарушения морфологической корреляции между кристаллами алмаза из ксенолитов и кимберлитов. Отсутствие типичных округлых кристаллов алмаза в ксенолитах, по нашему мнению, подчеркивает два момента: 1) материнской породой для алмаза являются магмы гарцбургит-дунитового и эклогитового состава, в кимберлит алмаз попадает при дезинтеграции этого алмазосодержащего субстрата верхней мантии; 2) округлая форма во многих случаях обусловлена резким изменением физико-химических условий и *РТ*-параметров, которое происходит чаще всего при переходе магматических камер с одного уровня на другой. Воздействие на алмаз активного реагента чаще всего реализуется при попадании его в кимберлитовый (лампроитовый) расплав. Интенсивность растворения, вероятно, зависит от содержания в магме CO_2 и H_2O , а также от времени действия окисляющих флюидов [60 и др.]. Изолированные от такого воздействия кристаллы и достаточно быстрый вывод магмы позволяют сохранить им первоначальную форму. Вместе с тем признаки действия окисляющего флюида несут многие кристаллы алмаза из ксенолитов, т. е. нарушение равновесия кристаллизации может приводить к окислению алмаза еще в алмазосодержащем субстрате. Здесь, очевидно, происходит и пластическая деформация кристаллов. Растворение в вязких силикатных расплавах скорее всего контролируется диффузией активных реагентов, благодаря чему возникают различные по кривизне поверхности кристаллов алмаза. Онтогенетические исследования алмаза [30, 34, 69 и др.] показали, что условия их кристаллизации часто менялись. В. В. Бескрованов установил в неоднородных кристаллах алмаза Якутии три объемные области (центр, промежуточная и периферийная) и соответственно выделил три этапа в истории их роста, отличающихся физико-химическими условиями образования и, в первую очередь, степенью пересыщения в среде кристаллизации. Однако наиболее существенные изменения этих условий видны по резкой смене механизма роста кристаллов алмаза — послойного на нормальный. Степень пересыщения расплавов полезным компонентом, по-видимому, одна из главных причин, определяющих механизм роста кристаллов алмаза.

Кристаллы алмаза из кимберлитов, лампроитов и россыпей. Результаты исследований минералогии кристаллов алмаза из кимбер-

литов [7, 8, 10, 33, 69, 72 и др.] позволяют утверждать, что существуют индикаторные признаки этого минерала практически на всех уровнях его нахождения: кимберлитовой провинции, кимберлитового района, кимберлитового поля, кимберлитового тела и россыпи, рудного столба (рудного тела, различных фаз внедрения кимберлитов). Знание этих признаков дает возможность успешно использовать алмаз при решении некоторых геологических задач, в частности при решении вопросов о коренных источниках минералов в районах россыпной алмазоносности с неустановленными кимберлитовыми телами. Например, при широком распространении кристаллов алмаза в разновозрастных терригенных отложениях и небольшом количестве кимберлитовых трубок с помощью индикаторных признаков можно уверенно проводить типизацию ореолов его рассеивания и, следовательно, прогнозировать новые кимберлитовые тела и т. д.

При рассмотрении типоморфизма алмаза из кимберлитов мы исходим из изложенной выше гипотезы о его полигенезе и ксеногенности в этих геологических образованиях; т. е. считаем, что вся совокупность разновидностей алмаза в кимберлитах образует не парагенетические, а парастерические ассоциации, связанные только общностью сонахождения в кимберлитах. Парагенетические ассоциации алмаза свойственны включениям мантийных пород в кимберлитах, они образуются в глубинных породах при наличии соответствующих параметров алмазообразования. Их родственные связи подчеркиваются тем, что разновидности алмаза из каждого отдельного ксенолита в большинстве случаев идентичны по габитусу и морфологическому типу кристаллов, их гранной морфологии, физическим свойствам и т. д. С другой стороны, особенности алмаза из ксенолитов показывают, что условия его кристаллизации относительно стабильны во времени. По З. В. Бартошинскому [8, с. 5], «тот или иной тип алмазной парастерической ассоциации возникает в зависимости от места заложения в магматическом очаге корней выноса кимберлитового расплава, содержащего определенную разновидность алмаза, а также от характера индивидов, ассимилированных его восходящим потоком из других участков очаговых масс». На территории Якутской провинции им выделено значительное количество таких морфологических ассоциаций кристаллов алмаза, объединенных в несколько семейств. По нашему мнению, разнообразие алмазных морфологических ассоциаций определяется не только условиями кристаллизации алмаза в материнских породах, не только местами заложения корней выноса кимберлитового расплава и ассимиляции алмаза из вышележащих пород, но и особенностями протекания извержения кимберлитовых расплавов, существенным образом влияющими на растворение кристаллов алмаза и преобразование их первоначальной формы, вплоть до полного уничтожения.

Как мы уже отмечали, по ряду особенностей кристаллов алмаза З. В. Бартошинский [8] подразделяет Якутскую кимберлитовую провинцию на два крупных региона — Южный (Малоботуобинский, Среднемархинский, Далдыно-Алакитский, Тюнгский и Мунский районы коренной и россыпной алмазоносности) и Северный (Приленский, Среднеоленинский, Беенчимэ-Уджинский и Анабарский районы). На

месторождениях Южного региона доминируют полуокруглые кристаллы алмаза, в них преобладают твердые включения минералов ультраосновных пород, характерно повышенное количество индивидов с сине-голубой фотолюминесценцией и высокой удельной интенсивностью рентгеноалюминесценции. Месторождения Северного региона провинции характеризуются преобладанием скрытослоистых округлых кристаллов алмаза и неустановленных в Южном регионе многогранников V-разновидности. Здесь же встречается много таких редких типов кристаллов, как кубы, тетрагексаэдровиды, псевдогемиморфные образования и кристаллы с явными признаками коррозии. В твердых включениях в алмазе этого региона возрастает роль минералов основных пород (эклогитов), отмечается повышенное содержание примесного азота в кристаллах, меньше индивидов с сине-голубой (особенно интенсивной) фотолюминесценцией и с высокой удельной интенсивностью рентгенолюминесценции. Если в кимберлитах Южного региона изменения особенностей кристаллов алмаза заметны даже в близко расположенных кимберлитовых телах, то на месторождениях Северного региона они сглажены, в том числе и на отдаленных на сотни километров друг от друга. Отметим также, что наблюдается изменение изотопного состава углерода в кристаллах алмаза с юга на север Якутской провинции, в Северном регионе много кристаллов с облегченным изотопным составом углерода [28].

Подобный анализ особенностей алмаза из Южноафриканской алмазодобывающей провинции (в других провинциях он изучен еще слабее) на сегодня не представляется возможным из-за недостаточной изученности [148, 161, 162]. Вместе с тем африканские минералоги отмечают для алмаза из богатых месторождений поля Кимберли этой провинции их общий источник в верхней мантии, а различия в характеристиках алмаза из разных месторождений объясняют также особенностями протекания извержения кимберлитовых расплавов [162]. Судя по кристалломорфологии алмаза (бесцветные и слабо окрашенные кристаллы комбинационного типа октаэдр — ромбододекаэдр) из месторождений Южноафриканской провинции, преобладающие параметры алмазообразования в мантийных условиях здесь были такие же, как и в Якутской провинции.

В литературе приводятся данные о различиях в изотопном составе углерода, концентрациях примесей азота, составе и содержании твердых включений в кристаллах алмаза Якутской и Южноафриканской провинций. Так, например, считают, что в Южной Африке преобладают кристаллы с невысоким содержанием примесей азота, а изотопный состав углерода многих из них облегчен. Следует заметить, что сравнимые данные не равноценны, так как фактический материал по изотопии углерода и содержанию примесей азота в алмазе Южной Африки беднее. На сегодня сопоставление этих характеристик алмаза обеих провинций корректно лишь на уровне отдельных кимберлитовых тел, для которых статистические данные вполне достаточны. Так как существует концепция о специфике алмаза из докембрийских источников [63], рассмотрим особенности его кристаллов из разных по возрасту кимберлитовых тел Якутии и Южной Африки. Представителем самой

древней возрастной группы является трубка «Премьер». Ее докембрийский возраст установлен геологическим и радиологическим методами. Среднее содержание алмаза в трубке 0,31 кар/т породы. Доминирующий габитус его кристаллов здесь — комбинация форм {111} — {110} — 56 %, ромбододекаэдры составляют 17, октаэдры — 6, прочие типы 21 %, кубов нет [93, 161]. Достаточно много незакономерных сростков и двойников. Степень сохранности кристаллов следующая: целые — 20 %, расколотые — 80 %; распределение по окраске: коричневые — 46 %, желтые — 8, другие цвета — 5, встречаются голубые, бесцветные — 41 %. Кристаллы алмаза часто имеют маслянистый блеск. Ювелирные кристаллы составляют 20 %, технические — 80 %. Отмечено большое количество кристаллов алмаза с твердыми включениями, среди которых, по данным африканских геологов, преобладают минералы эклогитов (60 % всех изученных кристаллов алмаза с включениями); по данным Э. С. Ефимовой и Н. В. Соболева, — около 26 %. Для алмаза трубки «Премьер» характерно повышенное количество безазотных кристаллов, к ним отнесен также «Куллинан» и другие крупные кристаллы этого месторождения. Среди ювелирных кристаллов этой трубки тип IIa составляет 10—20 %, а среди мелких кристаллов — 40—50 %. В других трубках региона доля безазотных кристаллов на порядок меньше. Только в трубке «Премьер» извлекают голубые полупроводниковые безазотные разновидности алмаза типа IIb. Соотношение $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ алмаза варьирует в широких пределах: для азотных кристаллов (тип I) состав углерода изменяется от —1,9 до —12,3 ‰ (из 176 анализов только один показал $\delta^{13}\text{C} = -18,6$ ‰) с максимумом в области (—5) — (—6) ‰; для большинства безазотных (тип IIa) — от —15 до —32 ‰; для полупроводниковых — от —14,5 до —21 ‰. Для коричневых и некоторых бесцветных кристаллов характерны видимые следы пластической деформации, проявляющиеся также на лауэграммах в виде астеризма пятен. Структура таких кристаллов отличается повышенной блочностью (с разориентировкой блоков 1—5°, в среднем около 2°), что фиксируется также оптическими методами [93].

Приведем предварительные сведения о морфологии, окраске и минеральных включениях в кристаллах алмаза из еще одного достоверного докембрийского источника — оливиновых лампроитов и их туфов трубки «Аргайл» (Восточное Кимберли, Австралия). Это важно потому, что наличие алмаза в лампроитах Австралии, столь радикально отличающихся от классических кимберлитов, дает нам дополнительный материал к объяснению генезиса данного минерала кимберлитового типа. К тому же в кристаллах алмаза из лампроитов трубки «Аргайл», как и в алмазе из кимберлитов трубки «Премьер», значительна роль включений минералов из эклогитов, возраст которых по изохроне Sm — Nd составляет 1580 и 1150 млн лет соответственно. Возраст включений в алмазе трубки «Аргайл» на 450 млн лет больше возраста лампроитов (1130 млн лет). Алмаз обнаружен как в лампроитах трубки «Аргайл», так и в расположенных неподалеку дайках Лиссадел Роуд. Разновидности из этих двух источников очень схожи между собой. Среднее содержание алмаза в поверхностных горизонтах трубки по

всей площади ее выхода (50 га) около 5 кар/т. Согласно результатам эксплуатации трубки в 1986 г., здесь оказалось более 8 кар/т алмаза, экономически важные содержания этого минерала приурочены к южной части трубки. Авторы работ [158, 160], описавшие алмаз трубки «Аргайл», отметили тождество кристаллов из лампроитов и кимберлитов. Особенности алмаза в этой трубке:

- преобладание образований неправильной формы, в меньшем количестве наблюдаются двойниковые и агрегатные сростки; среди сростков много двойников типа «Маклес»;

- большинство многогранников является интенсивно резорбированными додекаэдрами и кристаллами переходной формы октаэдр — ромбододекаэдр; сильно матированные плоскогранные октаэдры встречены в мелких классах крупности;

- отсутствие кристаллов кубического габитуса;

- сильная матировка поверхностей большинства кристаллов, широкое развитие на них гексагональных и тригональных впадин, трещин и каналов травления;

- наиболее распространена коричневая окраска, желтая — менее 20 %, зеленая и розовая встречаются редко;

- включения в алмазе представлены графитом, альмандин-пироповым гранатом, омфацитом, реже кианитом, рутилом, коэситом.

В туфах трубки «Аргайл» были найдены алмазоносные перидотиты с содержанием алмаза несколько карат на тонну. Извлечено и изучено 173 кристалла размером менее 0,4 мм преимущественно неправильной формы (октаэдров ~ 8 %, додекаэдров ~ 1 %) без следов коррозии. По окраске они полностью соответствуют алмазу из лампроитов: коричневые — 60 %, желтые — 23, бесцветные — около 16, серые — 2 %.

Сопоставим особенности алмаза из лампроитов докембрийской трубки «Аргайл» и молодых неогеновых тел Австралии. В лампроитах Западного Кимберли алмаз найден в 45 телах, в том числе и в 30 лампроитовых поля Эллендейл. Содержание алмаза в этих телах невысокое, только в туфах из трубок поля Эллендейл № 4 и 9 оно достигает экономически значительного уровня (0,14 и 0,05 кар/т соответственно). Наиболее высокоалмазоносные лампроиты обогащены оливином и обеднены лейцитом, они же приурочены к наиболее крупным трубкам. В каждой трубке ранние пирокластические породы более алмазоносны, чем продукты поздних магматических фаз. Разновидности алмаза из разных тел близки между собой. Кристаллы крупных классов размерности обычно представлены желтыми резорбированными додекаэдрами и гладкогранными индивидами с сильным блеском. Среди кристаллов класса менее 1 мм преобладают бесцветные или бледно-коричневые плоскогранные грубослоистые октаэдры с матировкой на гранях. Из всех кристаллов алмаза в лампроитах на октаэдры приходится 1 %. В лампроитовых телах Эллендейла не встречено алмазных кубов и кристаллов комбинационного типа с гранями {100}, 50 — 70 % кристаллов имеет желтую окраску, 10—16 % — бесцветные или белые. Алмаз из россыпей Западного Кимберли такой же, как и из лампроитов этого района. Только в одной россыпи, значительно удаленной от

коренных тел лампроитов, установлены кубические кристаллы. Включения в алмазе представлены приблизительно в равных количествах минералами ультраосновных (оливин, диопсид, энстатит, высокохромистый низкокальциевый гранат) и эклогитовых (альмандин-пироп, омфациит, рутил, коэсит) пород.

В северо-восточной и центральной частях плато Кимберли алмаз обнаружен в терригенных отложениях. Он несколько отличается от алмаза Западного Кимберли. Кристаллы преимущественно неправильной формы. Среди многогранников октаэдры и додекаэдрониды находятся приблизительно в равном количестве, много двойников; октаэдры грубослоистые, слабо или вовсе не затронуты матировкой. Додекаэдрониды имеют грубый ямчатый рельеф. Кристаллы, характерные для трубки «Аргайл» (коричневые додекаэдрониды с шестиугольными впадинами и матировкой), встречаются в небольшом количестве; есть находки кубов. Кристаллы этой части плато Кимберли преимущественно бесцветные или светло-коричневые, часто с зелеными или бурыми пятнами пигментации. Содержат меньше кристаллических включений и лучше по качеству, чем алмаз трубки «Аргайл». Разнообразие кристаллов алмаза из россыпей плато Кимберли, возможно, обусловлено их происхождением, связанным с несколькими различными источниками.

Следует отметить, исходя из геологических предпосылок, еще один возможный протерозойский источник алмаза в Австралии, район Нуллагайн, где в аллювиальных отложениях обнаружены кристаллы алмаза. Они представлены октаэдрами, додекаэдроидами, их двойниками и агрегатами, окраска бледно-коричневая, многие кристаллы имеют зеленые или бурые пятна пигментации.

Итак, можно сделать вывод — алмаз из лампроитов идентичен алмазу из кимберлитов. Он представлен теми же морфологическими разновидностями кристаллов, с теми же двумя группами минералов-включений — из перидотитов и эклогитов, в том числе близких по химическому составу к таковым в алмазе из кимберлитов [113]. Изотопный состав углерода западноавстралийского алмаза из лампроитов отвечает таковому для алмаза из кимберлитов. Главное отличие алмаза из лампроитов от алмаза из кимберлитов заключается в интенсивном окислении первого, что сказалось на особенностях его габитусной и гранной морфологии. Однако разновидности алмаза с аналогичными морфологическими признаками известны во многих кимберлитовых телах (трубки Лесото, жилы Лесной Гвинеи и Якутии, россыпи северо-востока Якутии и др.).

Рассматривая особенности алмаза из палеозойско-мезойских кимберлитовых тел Южной Африки и Якутии, отметим, что в каждом из месторождений этот минерал характеризуется определенными вариациями морфологии кристаллов, их окраски, люминесценции и т. д. Например, в группе богатых алмазоносных послекристаллических кимберлитов Капской провинции (трубки «Кимберли», «Бюлфонтейн», «Де-Бирс», «Весселтон», «Финш») преобладающим габитусом кристаллов алмаза является комбинация форм {111} — {110} (от 35 до 90 %) [148, 161, 162]. Только в трубке «Дютйтспен» доминируют додекаэдриче-

ские кристаллы (62 %), индивиды здесь довольно крупные, желтые (38 %) и коричневые (55 %), часто наблюдаются каналы травления. Больше всего октаэдров в трубках «Бюлтфонтейн» (32,0 %) и «Весселтон» (20,7 %). Здесь же больше всего и бесцветных или слабо окрашенных кристаллов, но если в первой трубке обычны крупные индивиды с желтоватым нацветом, то во второй преобладают слегка дымчатые, прозрачные с небольшим количеством включений и каналов травления. Много (до 63 %) желтых кристаллов в трубке «Де-Бирс».

Комбинационный по форме тип кристаллов $\{111\}$ — $\{110\}$ преобладает в кимберлитовых телах Оранжевой провинции (трубки «Коффифонтейн», «Ягерсфонтейн»). Здесь же обычны бесцветные кристаллы с полицентрическим строением граней. Индивиды переходной формы и додекаэдровиды доминируют в кимберлитовых телах Лесото, где, как и в большинстве кимберлитовых тел Южной Африки, среди окрашенных разновидностей преобладают коричневые. Для большинства кимберлитовых тел Южноафриканской провинции кубические кристаллы не характерны.

Близкие вариации основных габитусных форм свойственны алмазу из палеозойско-мезозойских кимберлитовых тел Якутии. Каждое кимберлитовое тело индивидуально по особенностям кристаллов алмаза. Так, среди габитусных типов алмаза из кимберлитов трубки «Мир» преобладают октаэдры, затем следуют переходные формы $\{111\}$ — $\{110\}$, ромбододекаэдры и кубы. Соотношение габитусов кристаллов в трубке «Удачная» иное, чем в трубке «Мир»: половина их представлена ромбододекаэдрами, которым несколько уступают октаэдры, довольно много кубов. Если в трубке «Мир» доминируют кристаллы с полицентрически растущими гранями, то в трубке «Удачная» более половины составляют кристаллы с занозистой штриховкой. В россыпях северо-востока Якутской провинции, как мы уже отмечали, резко преобладают округлые индивиды алмаза. Здесь больше (до 14,2 %) кристаллов алмаза с включениями минералов из эклогитов.

Отметим также, что несколько обособляются разновидности алмаза во многих жильных кимберлитовых телах (Якутия, Гвинея) [1]. Большинство кристаллов имеет ромбододекаэдрический габитус, на их поверхности хорошо проявлены следы коррозии, полосы пластической деформации и трещиноватость, окраска дымчатая и коричневая, содержат включения граната.

Анализируя изложенное, можно сделать вывод о том, что не существует каких-либо специфичных особенностей алмаза из разных по возрасту кимберлитовых тел. В большинстве их распространены бесцветные или бледно окрашенные комбинационные многогранники типа октаэдр — ромбододекаэдр. По мнению З. В. Бартошинского [8, с. 4], «они символизируют некий наиболее часто проявляющийся в мантийных условиях «алмазообразующий фон», характеризующийся определенными термодинамическими и геохимическими параметрами кристаллизации, тогда как другие типы многогранников являются результатом отклонения от этих условий». Интересно, что проведенное З. В. Бартошинским с соавторами сопоставление состава летучих примесей, выделившихся при высокотемпературном прогреве из образцов

алмаза Якутии, с соответствующими данными для алмаза из зарубежных месторождений (Южная Африка, Бразилия и др.) показало удивительное постоянство качественного состава содержащихся в них газов. Это, по всей вероятности, свидетельствует от общности процессов алмазообразования в разных частях верхней мантии Земли и подтверждает высокотемпературный режим кристаллизации алмаза. В алмазе из разных месторождений мира более 95 % летучих компонентов составляют водород, азот, вода, монооксид и диоксид углерода, метан [155, 169]. Анализ смоделированных с помощью атомных отношений $H : O : C : N$ флюидов показывает, что изученные якутские образцы алмаза кристаллизировались в более восстановительной среде, чем южноафриканские. Различия наблюдаются также в содержании некоторых летучих компонентов незначительных концентраций; свободного азота в якутском алмазе на порядок больше, чем в алмазе зарубежных месторождений, а CO в первом значительно превалирует над CO₂, в зарубежных месторождениях картина обратная. По А. А. Маракушеву [62], в случае ультраосновных магм алмазообразующая среда была более восстановительной, чем в случае основных.

По современным представлениям, в большинстве своем перемещение кимберлитового расплава вверх было достаточно быстрым, что исключало возможность существенного растворения глубинного материала, в том числе и алмаза. Тем не менее иногда следы термального воздействия кимберлитового расплава на переносимый глубинный материал, вплоть до его плавления, выражены довольно четко [127]. Это происходит, по-видимому, при относительно медленном подъеме расплава или в случае каких-либо задержек во время подъема, а также из-за причин, обусловленных структурно-тектонической позицией тела, составом и количеством фаз внедрения, наличием в них активных реагентов (H₂O, CO₂, K и др.) и т. д. В этих условиях становится реальной возможность уничтожения или существенного окислительно-го растворения части кристаллов алмаза. Имеются многочисленные примеры такого экспериментального каталитического окисления алмаза водяным паром и диоксидом углерода при температуре 800 — 900 °C с участием катализаторов ионов различных элементов, входящих в состав кимберлитов [39, 88]. Получены разнообразные морфологические типы полуокруглых и округлых кристаллов и скульптуры растворения граней, в том числе полуокруглые с гранным швом на {110} [135]. Аналогичные неблагоприятные для сохранения алмаза условия могли быть и в кимберлитовых (лампроитовых) телах. При этом часть кристаллов могла быть уничтожена, а на оставшихся должны были зафиксироваться следы растворения. Действительно, в кимберлитах, где обнаружены породы с признаками термальных изменений, алмаз несет на себе хорошо развитые своеобразные скульптуры растворения. Такие индивиды встречены во многих кимберлитовых (и особенно лампроитовых) телах, они характерны для трубок Верхнемунского кимберлитового района, для некоторых трубок и кимберлитовых жил Далдыно-Алакитского района Якутии, а также Африки и др. Формы окисления могут быть проявлены на алмазе по-разному: в виде округлых додекаэдрических или тетрагексаэдрических, груборельефных тригон-

триоктаэдрических поверхностей и различных коррозионных скульптур. Очевидно, что окислительное растворение алмаза при транспортировке из глубинных областей вверх, а также растворение в условиях диатрем под воздействием высокотемпературной кимберлитовой среды, водяных паров и диоксида углерода с участием каталитически активных элементов (Cr, Ni, Co и др.) могут существенно менять морфологический спектр кристаллов и, возможно, некоторые другие их свойства. Каждое из месторождений будет характеризоваться индивидуальным набором морфологически измененных кристаллов*.

Еще один этап преобразований испытывает алмаз на пути от коренного источника к месту аккумуляции в терригенных отложениях. На примере россыпных проявлений Якутии установлено [83], что в зависимости от удаленности коренного источника и условий формирования россыпей изменяются соотношения габитусных форм кристаллов, характер поверхности граней, степень сохранности, гранулометрия и ряд оптических свойств алмаза. По степени изменения этих признаков выделены россыпи ближнего, среднего и дальнего сноса. И тем не менее, зная особенности алмаза из коренных тел и те изменения, которые он претерпел при переносе, можно проводить своеобразное минералогическое картирование по отдельным типоморфным признакам или их комплексу на различном уровне: провинций, полей, сопряженных и несопряженных коренных и россыпных источников, кимберлитовых тел с множеством фаз внедрения и т. д. При этом они могут приобретать поисково-оценочное значение. Подобные примеры картирования хорошо известны. Так, З. В. Бартошинский и др. [7, 8, 10] провели районирование Якутской алмазоносной провинции по ряду признаков алмаза (морфологии, фотолюминесценции, рентгенолюминесценции и др.), Э. М. Галимов — по изотопному составу углерода [28], Н. В. Соболев и Э. С. Ефимова — по содержанию и составу кристаллических включений в алмазе [106, 108], В. П. Жихарева, З. В. Бартошинский [12] — по особенностям протравленных кристаллов алмаза из россыпей, Ю. М. Биленко — по составу и содержанию примесей азота [17, 18], Г. К. Блинова и др. [20], Г. Б. Бокий и др. [23] — по распределению азотных центров в алмазе из сопряженных кимберлитовых тел и т. д.

ГРАНАТ

Морфология зерен. Гранат в кимберлите и ксенолитах глубинных пород имеет преимущественно овальную форму; угловатые зерна этого минерала являются, как правило, фрагментами овальных. В эколитах и некоторых разновидностях гипербазитов форма его зерен изометрически неправильная, в редких случаях пластинчатая, лентовидная или в виде каймы, развитой вокруг хромшпинелида. Относительно редко среди выделений граната из кимберлитового концентрата и ксе-

* В кимберлитах (россыпях) встречаются кристаллы алмаза с округлыми формами роста. И только исследование их анатомии позволяет четко установить генезис формы.

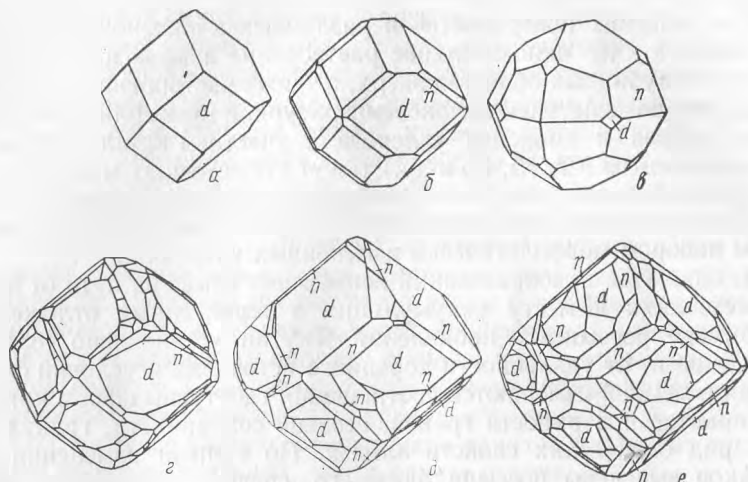


Рис. 3. Идеализированные многогранники граната из кимберлитов Якутии:

a — искаженный ромбододекаэдр; *b* — искаженный ромбододекаэдр в комбинации с тетрагон-триоктаэдром $\{112\}$; *c* — тетрагон-триоктаэдр $\{112\}$ в комбинации с ромбододекаэдром; *d* — ромбододекаэдр в комбинации с $\{112\}$, $\{hkk\}$, $\{hkl\}$, $\{hhl\}$ и $\{hk0\}$; *e* — кристалл типа «двуликий янус» с участием в огранке форм $\{110\}$, $\{112\}$, $\{hkk\}$, $\{hkl\}$, $\{hhl\}$ и $\{hk0\}$; *e* — сложный комбинационный по огранке кристалл с участием форм $\{110\}$, $\{112\}$, $\{hkk\}$, $\{hkl\}$, $\{hhl\}$ и $\{hk0\}$

нолитов перидотит-пироксенитового и эклогитового состава встречаются многогранники, причем наряду с типичными простыми образованиями (ромбододекаэдром, ромбододекаэдр-тетрагон-триоктаэдром $\{112\}$ с различным соотношением этих форм) нередко сложные кристаллы с чрезвычайно богатой огранкой (рис. 3). Множество различно ориентированных плоских, зеркально-блестящих и, как правило, небольших граней придает этим кристаллам округлую, часто эллипсоидальную форму. Для обозначения такого морфологического феномена А. И. Глазов [32] предлагает использовать термин *мириоздрия* (несчетное множество граней) кристаллов.

Мы попытались дать кристаллографическую характеристику ограненного граната из кимберлитов, генетическую интерпретацию возникновения сложной огранки, а также выяснить его петрологическое место и значение. Такие исследования необходимы еще и потому, что мириоздрия характерна для некоторых минералов из кимберлитов: алмаза, хромшпинелида и др. Правда, в силу различных структурных и кристаллохимических особенностей этих минералов мириоздрия на их кристаллах проявляется по-разному.

Кристаллы граната исследовались на гониометре ГД-1, фотогониометре с цилиндрической кассетой, растровом микроскопе, микроскопеспектрофотометре МСФ-10 и рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax. Размеры кристаллов 0,5 — 1,5 мм.

Из-за редкой встречаемости многогранников простые формы кристаллов граната из кимберлитов изучены недостаточно, исключая ин-

Таблица 2. Простые формы кристаллов граната из кимберлитов Якутии по данным гониометрического измерения 17 кристаллов

| Ближайший символ | Количество измеренных граней | Ближайший символ | Количество измеренных граней | Ближайший символ | Количество измеренных граней | Ближайший символ | Количество измеренных граней |
|-----------------------|------------------------------|------------------|------------------------------|---------------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|
| <i>Ромбододекаэдр</i> | | 134 | 16 | 178 | 7 | 177 | 5 |
| 011 | 122 | 249 | 16 | 147 | 7 | 166 | 5 |
| | | 479 | 16 | 127 | 7 | 477 | 5 |
| <i>Тетрагексаэдры</i> | | 259 | 15 | 129 | 7 | 233 | 5 |
| 089 | 13 | 237 | 14 | 569 | 7 | 455 | 5 |
| 023 | 10 | 457 | 14 | 679 | 7 | 299 | 4 |
| 049 | 6 | 289 | 13 | 379 | 6 | 388 | 4 |
| 058 | 6 | 278 | 13 | 126 | 6 | 377 | 4 |
| 056 | 6 | 267 | 13 | 368 | 6 | 499 | 4 |
| 019 | 5 | 257 | 13 | 678 | 6 | 599 | 4 |
| 059 | 5 | 348 | 13 | 169 | 5 | 588 | 4 |
| 078 | 5 | 157 | 12 | 469 | 5 | 799 | 4 |
| 012 | 4 | 389 | 12 | 589 | 5 | 188 | 3 |
| 035 | 4 | 359 | 12 | 346 | 5 | 133 | 3 |
| 057 | 3 | 345 | 12 | 567 | 5 | | |
| 079 | 3 | 138 | 11 | 139 | 4 | <i>Тетрагон-триоктаэдры</i> | |
| 067 | 3 | 256 | 11 | 238 | 4 | | |
| | | 124 | 11 | 239 | 4 | 112 | 125 |
| <i>Гексаоктаэдры</i> | | 158 | 10 | 456 | 4 | 559 | 12 |
| 247 | 27 | 148 | 10 | 168 | 3 | 338 | 10 |
| 189 | 24 | 136 | 10 | 269 | 3 | 334 | 10 |
| 179 | 24 | 258 | 10 | 125 | 3 | 225 | 9 |
| 145 | 24 | 358 | 10 | 236 | 3 | 337 | 8 |
| 159 | 22 | 234 | 10 | | | 449 | 8 |
| 459 | 22 | 579 | 10 | <i>Тригон-триоктаэдры</i> | | 223 | 8 |
| 135 | 21 | 568 | 10 | | | 445 | 7 |
| 347 | 21 | 146 | 9 | | | 227 | 6 |
| 156 | 20 | 149 | 9 | 199 | 22 | 113 | 6 |
| 167 | 19 | 137 | 9 | 155 | 11 | 779 | 5 |
| 235 | 19 | 478 | 9 | 122 | 11 | 667 | 5 |
| 123 | 18 | 489 | 9 | 255 | 9 | 558 | 4 |
| 279 | 18 | 578 | 9 | 344 | 9 | 778 | 4 |
| 357 | 18 | 349 | 8 | 144 | 7 | 114 | 3 |
| 378 | 17 | 789 | 8 | 577 | 7 | 557 | 3 |
| 458 | 17 | | | 566 | 6 | 556 | 3 |

дуктированные формы на гранате, являющемся включением в алмазе [11]. Сначала на кристаллах пироба отмечались только формы {110}, {112} и {100}. Куб — маловероятная форма роста. Очевидно, здесь скорее грани кубоида — округлые поверхности растворения. Первая попытка гониометрически изучить кристаллографию пироба предпринята в работе [125] на примере граната из кимберлитов некоторых трубок Якутии. Кроме основных форм {110} и {112}, на кристаллах пироба были установлены гексаоктаэдры {146}, {459}, {178}, {347}, {279}, {257}, {235}, {156}, {145}, {134}, {179}, тетрагон-триоктаэдры {449}, {113} и тригон-триоктаэдр {188}. Габитус многих кристаллов

также осложнен большим количеством граней с иррациональными индексами символов, имеющими низкую ретикулярную плотность. Множество форм встречается лишь один-два раза, что свидетельствует об их малой морфологической значимости. От 26,9 до 100 % простых форм исследованного граната лежит в зонах $\{111\}$. Кристаллы часто искажены вдоль этих направлений. Число граней на них различно: от первых десятков до первых сотен, причем простая морфология характерна для красного или оранжево-красного граната, сложная — для фиолетово-красного.

Один из таких сложных по огранке кристаллов пироба из кимберлитов Якутии был изучен фотогониометрически [32]. Часть наиболее ярких рефлексов идентифицирована с помощью метода развития зон. Простые формы на кристалле представлены $\{110\}$, $\{112\}$, $\{114\}$, $\{122\}$, $\{123\}$, $\{135\}$, $\{125\}$, $\{013\}$ и др. Главные формы роста граната $\{110\}$, $\{112\}$ по степени площадного развития не выделяются из серии других простых форм.

Проведенными гониометрическими исследованиями подтверждены многие ранее изложенные положения о кристаллографии граната из кимберлитов. Вместе с тем большой статистический материал позволяет сделать новые выводы.

1. Наиболее частые простые формы измеренных кристаллов граната — ромбододекаэдр, среди тетрагон-триоктаэдров — $\{112\}$, $\{559\}$, $\{338\}$, $\{334\}$, $\{225\}$ и др., среди гексаоктаэдров — $\{247\}$, $\{189\}$, $\{179\}$, $\{145\}$, $\{159\}$, $\{459\}$, $\{135\}$, $\{347\}$, $\{156\}$ и др., среди тригон-триоктаэдров — $\{199\}$, $\{155\}$, $\{122\}$ и др., среди тетрагексаэдров — $\{089\}$, $\{023\}$.

На долю гексаоктаэдров приходится 59,2 % всех форм, тетрагон-триоктаэдров — 16,8, тригон-триоктаэдров — 10,4, тетрагексаэдров — 5,5, ромбододекаэдра — 8,1 %. В табл. 2 отмечены лишь те формы, для которых на гониометре получены качественные рефлексy от граней, описывающиеся небольшими индексами (не более девяти) и встречающиеся более двух раз.

2. Большинство зарегистрированных форм группируется по значениям сферических координат вокруг основных форм граната $\{110\}$ и $\{112\}$, многие из форм расшифровываются как типичные осложнения и так называемые срединные грани [139].

3. Характерна неполногранность большинства установленных простых форм (см. табл. 2). Наиболее полногранны $\{110\}$, $\{112\}$ и другие формы с индексами, удовлетворяющими условию $h = k + l$, а также формы, близкие к ним по геометрическому положению. Последние встречаются наиболее часто. Как правило, менее всего полногранны формы, измеренные сферические координаты которых максимально отличаются от теоретических значений.

4. На каждом измеренном кристалле много граней малой морфологической значимости, проявляющихся в огранке только данного кристалла. Закономерной повторяемости всех или большинства форм на кристаллах нет. Не повторяющиеся формы фиксируют как бы разные стадии роста или преобразований кристаллов граната. Чаще всего повторяются наиболее полногранные формы.

5. У граней одной простой формы даже в пределах одного кристалла площади развиты в разной степени. Наиболее развиты грани ромбододекаэдра, затем тетрагон-триоктаэдра {112}.

6. По данным гониометрических исследований (измерялось 50 % граней кристалла), количество граней варьирует от нескольких десятков до более тысячи.

7. Основные морфологические типы граната из кимберлитов Якутии — ромбододекаэдры (относительно частые), тетрагон-триоктаэдры {112} с ромбододекаэдром (редкие), ромбододекаэдры с {112}, {hkl}, {hkk}, {hhl} и {hk0} (редкие), кристаллы типа «двуликих янусов» (примерно половина кристалла имеет форму ромбододекаэдра, а половина огранена комбинацией форм {110}, {112}, {hkl}, {hkk}, {hhl} и {hk0} (редкие), кристаллы комбинационного типа с участием форм {110}, {112}, {hkl}, {hkk}, {hhl} и {hk0} (наиболее частые) (см. рис. 3).

По составу, оптико-спектроскопическим и колориметрическим параметрам устанавливается принадлежность проанализированных образцов граната (116 кристаллов) к гарцбургитам (в том числе потенциально алмазонасным), верлитам, шпинелевым ультрабазитам, равнозернистым и катаклазированным лерцолитам, магнезиальным и магнезиально-железистым пироксенитам, магнезиально-железистым эклотитами и метаморфическим породам фундамента.

Гранат из гарцбургитов (шесть кристаллов) найден в кимберлитовых трубках «Мир» и № 1. Он окрашен в фиолетовый и пурпурный цвета ($\lambda_k = 510,4 - 538,8$ нм, $p_c = 0,288 - 0,284$ отн. ед.). Его оптические спектры имеют две широкие интенсивные полосы поглощения с энергией перехода $17\,550 - 17\,600$ (T_Δ) и $24\,100 - 24\,400$ см^{-1} (T_F) и слабую полосу в области $14\,300 - 14\,400$ см^{-1} , обусловленные повышенной концентрацией хромоформных центров Cr_6^{3+} . Рентгеноспектральным микронзондовым анализом в нем установлено (в %): TiO_2 — не более 0,07; Cr_2O_3 — 4,82—8,70; FeO — 6,80—7,82; MgO — 21,18—23,57; CaO — 1,77—3,65. Он характеризуется повышенной примесью кноррингитового минала (9—19 %). Его фигуративные точки на диаграммах $\lambda_k - p_c$ и $\text{CaO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ попадают в поле состава граната из алмазонасных дунит-гарцбургитов. Из экспериментальных данных [177] можно заключить, что данный гранат кристаллизовался в поле устойчивости алмаза при температуре $1200 - 1400$ °C и давлении 3—5 ГПа. Гранат из гарцбургитов химически однороден, а среди ограненных гранатов из других пород отмечаются и негомогенные.

Гранат из верлитов (два кристалла) обнаружен в трубке № 1. Он имеет грязно-зеленую окраску ($\lambda_k = 502,6 - 516,2$ нм, $p_c = 0,143 - 0,249$ отн. ед.). В оптических спектрах также наблюдается две широкие и интенсивные полосы поглощения ($E_{T_\Delta} = 17\,000 - 17\,200$ см^{-1} и $E_{T_F} = 23\,500 - 23\,800$ см^{-1}), но в отличие от полос поглощения граната из гарцбургитов, они заметно сдвинуты в длинноволновую область спектра благодаря более высокому содержанию CaO (10,66 — 3,27 %) и более низкому MgO (13,65 — 4,04 %). Положение полос поглощения ионов Cr_6^{3+} указывает на уваровит-пироповый состав изученного гра-

ната, что подтверждается результатами электронно-зондового анализа. Описываемые гранаты относятся к высокохромистым ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 7,11 — 8,67 \%$), высококальциевым уваровит-пиропам с содержанием пиропового и уваровитового миналов соответственно 50,4 — 54,7 и 20,8 — 25,4 %. Оба зерна слабо зональны: к периферии несколько уменьшается содержание пироп-уваровитового и возрастает доля андрадит-гроссулярового компонента. Образование этих зерен граната происходило при более низких температуре и давлении, чем кноррингитсодержащего пироба из гарцбургитов, но, по-видимому, в условиях, близких к условиям кристаллизации алмаза.

Гранат из шпинелевых перидотитов (пять кристаллов) обнаружен в трубках «Мир» и № 1. По форме оптических спектров поглощения он подобен описанному гранату из гарцбургитов, но отличается от него более заметным проявлением полосы переноса заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, длинноволновый край которой захватывает видимую область спектра [49].

Малиновая или лиловая окраска граната из шпинелевых перидотитов находит численное выражение в колориметрических параметрах: $\lambda_k = 493,0 — 502,4$ нм и $p_c = 0,257 — 0,340$ отн. ед. По составу он относится к среднехромистому ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 5,72 \%$) умереннокальциевому ($\text{CaO} = 4,79 \%$) пиропу.

Гранат из равномернозернистых лерцолитов встречается наиболее часто (98 из 116 кристаллов). Это объясняется тем, что лерцолиты — наиболее распространенные ксенолиты в кимберлитах. Например, в кимберлитовой трубке «Мир» общее их количество достигает 55—60 % [123, 132]. Гранат из этих пород окрашен в пурпурные, пурпурно-красные, красные и оранжево-красные цвета. Такой широкий диапазон цветности от 527,5 — 566,5 нм ($p_c = 0,033 — 0,194$ отн. ед.) до 594,9 — 599,8 нм ($p_c = 0,253 — 0,387$ отн. ед.) обусловлен относительной концентрацией хромофорных центров Cr_6^{+} , Fe_8^{+} и Fe^{3+} . Центры Cr_6^{+} вызывают две широкие полосы поглощения с ослабевающей интенсивностью по мере смещения колориметрических параметров в оранжево-красную область, центры Fe_8^{+} дают слабые полосы в области $19\,800\text{ см}^{-1}$, центры Fe^{3+} заметно проявляют себя в полосе, обусловленной переносом заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. По химическому составу описываемый гранат относится к среднехромистому (2,68 — 3,36 % Cr_2O_3) умереннокальциевому (3,51 — 4,74 % CaO) пиропу. Слабо выраженную для некоторых кристаллов зональность можно объяснить, на наш взгляд, некоторыми изменениями физико-химических условий при их кристаллизации.

Гранат из магнезиальных пироксенитов (вебстеритов) найден в трубке «Амакинская» (один кристалл). Он имеет розовую окраску ($\lambda_k = 595,0$ нм, $p_c = 0,281$ отн. ед.). В его оптическом спектре наряду с полосами поглощения, вызываемыми ионами Cr_6^{+} и Fe_8^{+} , фиксируется полоса в области $21\,750\text{ см}^{-1}$, за которую ответственны ионы Fe^{3+} . Интенсивность полос, обусловленная центрами Cr_6^{+} , в нем самая слабая по сравнению с таковой для граната из перидотитов. По

составу он относится к низкохромистому ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,57\text{—}1,66\%$) умереннокальциевому ($\text{CaO} = 3,52\text{—}3,89\%$) пиропу.

Гранаты из магнезиально-железистых пироксенитов и катаклазированных лерцолитов (два кристалла) встречены в трубках «Мир» и «Заполярная». Они характеризуются светло-оранжевым и оранжевым цветом ($\lambda_k = 594,5\text{—}603,8\text{ нм}$, $p_c = 0,681\text{—}0,803$ отн. ед.). В оптических спектрах поглощения этих гранатов наблюдаются полосы, обусловленные центрами Cr_6^{+} ($E_{T\Delta} = 17\,700\text{—}17\,800\text{ см}^{-1}$ и $E_{TF} = 24\,000\text{—}24\,100\text{ см}^{-1}$), Fe_8^{+} ($19\,800\text{ см}^{-1}$) и Fe_8^3 ($21\,750\text{ см}^{-1}$); заметно проявляется полоса переноса $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. По составу их следует отнести к низкохромистому ($2,09\%$ Cr_2O_3) умереннокальциевому ($4,00\%$ CaO) пиропу с повышенным содержанием TiO_2 ($0,38\%$).

Гранат из магнезиально-железистых эклогитов (один кристалл) встречен в трубке «Загадочная». Он имеет светло-оранжевую окраску ($\lambda_k = 593,8\text{ нм}$, $p_c = 0,787$ отн. ед.), вызываемую полосой переноса заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, а также, в меньшей степени, ионами Fe_6^{3+} (полоса поглощения в области $23\,250\text{ см}^{-1}$), Fe_4^{3+} ($21\,750\text{ см}^{-1}$) и Fe_8^{+} ($19\,800$, $17\,500$ и $14\,300\text{ см}^{-1}$). По химическому составу этот гранат относится к кальциевому пироп-альмандину [35], встречающемуся в ксенолитах эклогитов в кимберлитах. По сравнению с гранатами перидотит-пироксенитовых пород в них возрастает количество FeO ($8,12\text{—}19,3\%$) и уменьшается количество MgO ($13,61\text{—}14,17\%$).

Гранат из метаморфических пород фундамента (два кристалла) найден в трубке «Загадочная». Он окрашен в густо-красновато-оранжевый цвет ($\lambda_k = 607,1\text{—}609,8\text{ нм}$, $p_c = 0,993\text{—}0,994$ отн. ед.), обусловленный центрами Fe_6^{+} ($23\,250\text{ см}^{-1}$), Fe_4^{3+} ($21\,750\text{ см}^{-1}$) и Fe_8^{+} ($21\,500$, $21\,050\text{ см}^{-1}$), Mn^{2+} ($20\,300$, $17\,550$ и $14\,300\text{ см}^{-1}$). Заметно проявлена полоса переноса заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. По данным микронзондового анализа, в них фиксируются наиболее высокое количество FeO ($23,63\text{—}24,36\%$), минимальное Cr_2O_3 ($0,04\text{—}0,17\%$) и MgO ($7,94\text{—}8,36\%$). По составу такой гранат относится к магнезиальному альмандину. Гранаты из эклогитов и метаморфических пород — наименее глубинные образования ($T = 800\text{—}1000^\circ\text{C}$, $P = 1\text{—}2\text{ ГПа}$) из всех рассмотренных нами.

Из приведенных результатов кристаллографических исследований гранатов из кимберлитов Якутии видно, что некоторые из них обладают достаточно специфической огранкой, не характерной для гранатов других типов. Изучение химического состава, оптико-спектроскопических и колориметрических характеристик этой группы минералов позволило установить их материнские источники, которыми являются перидотит-пироксениты и эклогиты верхней мантии гранат-алмаз-пироповой фации глубинности, а также эклогитоподобные породы коры.

Как известно, на кристаллах граната обычно развиты следующие формы: {110}, {112}, {012}, {233}, {123} и др. Считают, что в порядке убывающей распространенности они располагаются следующим образом: {110}, {112}, {123} — по И. И. Шафрановскому [139], {112},

{110}, {123} — по И. Д. Доннею и Дж. Харкеру [64]. По Н. В. Белову [16], огранка граната соответствует его главному конструктивному мотиву — четырем зонам четырех тройных не пересекающихся осей структуры (важнейшие направления, определяющие структурный каркас) параллельны все грани и ребра ромбододекаэдра и других важных форм граната {112} и {123}. Большинство обнаруженных форм на изученных кристаллах граната из кимберлитов также лежит в плоскостях тройных осей с символом $h = k + l$. И. Костов [55] обращает внимание на зависимость формы граната от размеров элементарной ячейки структуры, в связи с чем самые незначительные изменения решетки приводят к эволюции габитуса кристаллов. Эти изменения тесно связаны с соотношениями концентраций в минералообразующей среде двух- и трехвалентных катионов, которые, по-видимому, могут быть ответственными за преобладание ромбододекаэдрического габитуса для кальциевого ряда гранатов, а тетрагон-триоктаэдрического — для алюминиевого. Так, на кристаллах уваровита, андрадита и гроссуляра чаще развиты грани {110}, а на кристаллах альмандина, спессартина — грани {112}. Такие природные наблюдения формы кристаллов граната в некоторой мере подтверждаются экспериментальными данными. При синтезе граната пироп-грессулярового состава установлено, что форма его кристаллов зависит от химического состава среды: при преобладании Ca^{2+} над Mg^{2+} кристаллизуются совершенные ромбододекаэдры [54]. В изученных кристаллах граната такая зависимость формы от их химического состава не наблюдается. Наоборот, для граната пироп-альмандинового состава (трубка «Загадочная») характерен ромбододекаэдрический габитус, кристаллы пиропового состава имеют разный габитус: {110}, {110} с {112} и {110} + {112} + {hkl} + {hkk} + {hhl}.

Еще сложнее объяснить явление мириоздри на кристаллах граната из кимберлитов (место, время и условия возникновения такой огранки). В ксенолитах глубинных пород (магнезиально-железистых пироксенитах, гранатовых серпентинитах) зафиксированы как простые, так и сложные по огранке кристаллы. Можно предположить, что огранка граната возникает при кристаллизации глубинных пород. Появление множества форм может быть объяснено ростом кристаллов при недостаточном питании в стесненных условиях, о чем свидетельствует искаженность облика индивидов [125]. По А. И. Глазову [29, с. 97], «сложное строение поверхности кристаллов граната обязано процессу минимизации энергии грани кристалла с соседними минералами кимберлита в результате длительной эволюции этой первичной весьма термодинамически неравновесной горной породы». По мнению А. Г. Жабина [38], в процессе перекристаллизации зерна сложной формы постепенно сокращают количество «граней», а зерна простой формы, напротив, увеличивают его, приближаясь в обоих случаях к равновесной форме — идеальной ячейке Коксетера. «Грани» зерен и грани кристаллов различаются своим положением по отношению к структуре минерала, для первых характерна произвольная ориентация. По данным рентгеновских исследований нескольких многогранников граната, их морфологическая и структурная установки совпадают. Гонио-

метрические измерения граната со сложной огранкой показывают, что большинство мелких граней приурочено к определенным поясам, т. е. являются истинными, к тому же complicationными и срединными. Их наличие на кристалле может быть доказательством его частичного растворения и последующей регенерации, однако в нашем случае эти процессы вряд ли были возможны.

Кристаллы граната типа «двуликих янусов» (как и алмаза, хромшпинелида) с большей долей вероятности указывают на то, что приобретение кристаллами сложной огранки, в том числе округлых поверхностей, — явление вторичное. Если такое предположение верно, ограненный гранат с простыми и обычными для него формами образовался при кристаллизации перидотитовых и некоторых базальтовых магм, а явление мириоздрии — результат преобразования многогранников граната в условиях верхней мантии.

Вместе с тем намечается еще одна интересная тенденция развития форм кристаллов граната верхней мантии. Гранаты из менее глубинных ксенолитов характеризуются простой огранкой, сложно ограненные гранаты шире развиты в более глубинных породах. Отсюда можно предположить, что форма кристаллов граната из кимберлитов во многом зависит от давления. Например, в гранате из лерцолита с уменьшением содержания Cr_2O_3 (функция от давления [104]) и увеличением количества железа и кальция огранка кристаллов в общем упрощается.

Из изложенного следует, что ограненный гранат из кимберлитов преимущественно ксеногенного происхождения. В кимберлитовых трубках он встречается исключительно редко (тысячные доли процентов от общего количества пироба в породе). Многогранники граната сохраняются лишь в ксенолитах или продуктах их позднего разрушения. Будучи изолированными (скорее всего, в виде включений в крупных нетрещиноватых зернах оливина или пироксена) от агрессивного воздействия кимберлитовым расплавом (богатым флюидом), эти кристаллы граната сохранили свою первоначальную форму, в то время как большинство зерен пироба из кимберлитов подвергалось процессам овализации и келифитизации.

Описанное явление мириоздрии на кристаллах граната характерно для условий глубинного минерогенеза и отмечено только на кристаллах минералов из кимберлитов и некоторых карбонатитов.

Овальную форму гранат приобретает в результате оплавления в магматическом очаге. На поверхности зерен возникают пологие бугорки, шиповидные выступы, извилистые пологие гребни. Поверхность становится волнистой. Перемещение граната в условия пониженных давлений и повышенной активности летучих компонентов (вода, калий) приводит к его келифитизации. Под келифитовой каймой образуется тонко корродированная поверхность (матовость, шероховатость, микрокавернозность). На этом этапе происходит, по-видимому, замещение граната флогопитом. Сохранившиеся реликты этого минерала имеют округлую форму.

При интенсивной гидротермальной проработке гранат подвергается растрескиванию: происходит как бы шелушение зерен. Поверхностный слой зерен под воздействием гидротерм частично растворяется,

благодаря чему образуется шелковистость, хотя здесь превалирует процесс образования кавернозного рельефа, не обладающего геометрической четкостью. На этом заканчивается формирование рельефа, который принято называть первичным.

Твердость. Благодаря быстро совершенствующейся технике измерения механических свойств природных и искусственных материалов значительно возрастает интерес к экспериментальным исследованиям твердости минералов как одному из источников информации об их конституционных особенностях и как наиболее объективному критерию их сохранности в постмагматических и экзогенных условиях. Особое значение приобретают исследования механических свойств индикаторных минералов кимберлитов (наряду с детальными кристалло-морфологическими и некоторыми другими специальными исследованиями) из ореолов рассеяния. Они могут стать важным источником информации о дальности и условиях переноса кластогенного материала, содержащего кимберлитовые минералы, степени химической коррозии последних, что имеет принципиальное значение при поисках алмазных месторождений.

Как показала практика поисков кимберлитовых тел в Западной Якутии, степень сохранности разных по составу гранатов даже в одних и тех же условиях транспортировки и «захоронения» может быть различной [124]. Наиболее устойчив в условиях гипергенеза хром-содержащий пурпурно-красный пироп. По мере снижения содержания хрома в пиропе, сопровождающегося, как правило, сменой окраски (пурпурно-красная — красная — оранжево-красная), устойчивость минерала падает, нарастает степень разрушения и химической коррозии.

Вместе с тем, несмотря на очевидную определяющую роль параметров твердости (упругость, жесткость, пластичность, хрупкость и др.), непосредственно обуславливающих степень сохранности граната и других минералов-спутников алмаза в ореолах, эти свойства пока слабо изучены, поэтому суждения о дальности и условиях транспортировки этих минералов имеют, за редким исключением, только качественный характер.

Для исследования микротвердости граната из кимберлитового концентрата были подобраны зерна фиолетового, пурпурного, красного и зеленого цвета кноррингит-уваровит-пиропового, гроссуляр-уваровит-пиропового и уваровит-альмандин-пиропового состава. Микротвердость граната изучалась А. Ю. Герасимовым по методике, изложенной в работе [31]. На основании полученных результатов сделаны следующие выводы.

1. Параметры твердости (H_0 и H_∞) хорошо отражают особенности макрокомпонентного состава хромсодержащих магнезиально-кальциевых гранатов. Микротвердостные характеристики закономерно увеличиваются в направлении уваровит — гроссуляр — пироп; вхождение уваровитового минала вызывает уменьшение микротвердости гранатов во всех изоморфных рядах. С увеличением содержания пиропового и кноррингитового миналов наблюдается тенденция к повышению значений H_0 и H_∞ .

2. Характер изменения параметров твердости гранатов обусловлен, прежде всего, широким проявлением изоморфных замещений $Mg^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$ и $Al^{3+} \rightarrow Cr^{3+}$. Увеличение содержания Са и уменьшение Mg в хромсодержащих гранатах приводят к уменьшению их твердости от $1172 \cdot 10^7$ до $302 \cdot 10^7$ Дж/м³, причем степень изменения микротвердости в разных изоморфных рядах гранатов разная. Это повышает роль микротвердости как диагностического признака.

Определяющее влияние на микротвердость магнезиальных хромсодержащих гранатов имеют Са и Cr. Повышенное содержание Cr в мантийных гранатах свидетельствует об образовании их при особо высоком давлении, способствующем формированию плотной кристаллической решетки и высокой механической прочности. Вхождение в состав граната Са, имеющего большой ионный радиус, разрыхляет структуру и снижает его механические свойства. Увеличение хромистости в ряду пироп — уваровит — кноррингит (при наличии Ca^{2+}) обуславливает увеличение микротвердости граната, в то время как в рядах пироп — гроссуляр — уваровит и пироп — уваровит (при увеличении Ca^{2+} и уменьшении Mg^{2+}) повышение содержания хрома вызывает уменьшение микротвердости от $546 \cdot 10^7$ до $302 \cdot 10^7$ Дж/м³.

3. Микротвердость гранатов часто отражает влияние кристаллохимических параметров, в частности значений межатомных расстояний $R^{3+} — O$ и $R^{2+} — O$, в структуре граната: увеличение межатомных расстояний способствует уменьшению микротвердости. Так, микротвердость граната закономерно увеличивается в ряду уваровит — гроссуляр — пироп, межатомные расстояния (d_{cp}) $R^{3+} — O_6$ в Al^{3+} - и Cr^{3+} -октаэдрах которых уменьшаются соответственно от 0,205 нм в уваровите и гроссуляре до 0,182 нм в пиропе [31]. Аналогичное влияние на микротвердость гранатов оказывают межатомные расстояния $R^{2+} — O_8$. Пироп ($Mg — O_8 = 0,220—0,235$ нм) по сравнению с гроссуляром ($Ca — O_8 = 0,233—0,249$ нм) имеет повышенные значения H_0 .

4. Различия в микротвердости хромсодержащих магнезиально-кальциевых гранатов в определенной степени объясняют разную степень их сохранности в кимберлитах и ореолах рассеяния. Так, по результатам экспериментального исследования можно предположить, что наиболее устойчивы в постмагматических и экзогенных условиях хромсодержащие магнезиальные гранаты фиолетового и пурпурного тона, в то время как красные, красно-зеленые (с «александритовым» эффектом) и зеленые разновидности из-за низкой твердости (прочности) сравнительно быстро разрушаются при транспортировке. Подтверждением этому служат некоторые данные шлихо-минералогических исследований и полевых наблюдений о степени сохранности разноокрашенных гранатов в разных экзогенных условиях [124]. В связи с новыми сведениями о механической прочности гранатов разного состава, по-видимому, следует пересмотреть результаты химического растворения разноокрашенных гранатов, полученные В. П. Афанасьевым [3]. По его данным, зеленые гранаты из кимберлитов наиболее устойчивы в условиях химической коррозии. Согласно экспериментальным исследованиям микротвердости эта цветовая группа гранатов уступает фиолетово-красным и даже красным. О пониженной устойчивости

зеленых гранатов в условиях гипергенеза свидетельствует очень редкая встречаемость их в ореолах. Наличие красно-зеленых и зеленых гранатов в россыпях следует рассматривать в качестве основного признака, указывающего на непосредственную близость их коренного источника.

Химический состав. Изучен относительно хорошо, результаты исследований опубликованы в многочисленных работах [35, 49, 51, 90, 91, 104, 124]. Имеющиеся в нашем распоряжении новые аналитические данные позволяют рассмотреть изменчивость химического состава гранатов из кимберлитового цемента в вертикальном разрезе трубки до глубины около 1,0 км, проследить его вариации в статистически представительных пробах по латерали провинции (от южных кимберлитовых полей до северных), а также остановиться на некоторых других аспектах, касающихся химического состава граната из кимберлитового цемента и ксенолитов глубинных пород.

Значительный интерес представляет вопрос: существуют или нет закономерные изменения состава гранатов из кимберлитового цемента и ксенолитов глубинных пород в вертикальном разрезе трубки? Чтобы его решить, мы сопоставили состав граната из концентрата кимберлитов верхних (0,02—0,05 км) и глубоких (0,7—1,0 км) горизонтов трубки «Мир» (табл. 3, рис. 4). Как следует из приведенных данных, состав граната из кимберлитов трубки «Мир» до изученной глубины (около 1 км) существенно не меняется ни по одному из сравниваемых параметров: Cr_2O_3 , CaO , FeO , MgO , Al_2O_3 , содержанию граната, характерного для гарцбургит-дунитов и верлитов. Некоторое увеличение среднего содержания Cr_2O_3 в пиропе и самого пироба, характерного для верлитов и гарцбургит-дунитов, отмечается в самой глубокой пробе (1,02 км).

Интересно было сопоставить состав гранатов из системы тел, локализованных на участке расположения трубки «Мир». Как известно, около трубки «Мир» (главная трубка) и соседней трубки «Спутник» (трубка-спутник) залегают три кимберлитовые дайки, сочленяющиеся с названными трубками. Наиболее длинная дайка расположена в южной оконечности трубки «Мир» и ориентирована на юго-восток. Она прослежена в карьере на расстояние около 200 м от контакта с трубкой. Другая кимберлитовая дайка вскрыта в породах нижнего палеозоя между трубками «Мир» и «Спутник», соединяя последние. Третья дайка сочленяется с северо-западным концом трубки «Спутник» и ориентирована на северо-запад. В дальнейшем юго-восточную дайку будем называть Южной, дайку, соединяющую трубки, — Центральной, северо-западную — Северной. Все три дайки обрываются на контакте с трубками, их продолжение в трубках не наблюдалось, что позволяет считать дайки более древними. По минералого-петрографическим особенностям кимберлиты даечных тел отличаются от пород трубок, что явилось основанием для отнесения их к самостоятельной фазе внедрения кимберлитов [122].

Кроме того, в трубке «Мир» на глубине 870 м скважинами была вскрыта внутритрубочная дайка мощностью в несколько десятков сантиметров. Она имеет резкие контакты с вмещающими кимберлита-

Таблица 3. Распределение граната по типам из системы кимберлитовых тел, %

| Место отбора | Глубина, м | Количество анализов | n_1 | n_2 | n_3 | n_4 | n_5 | n_6 | \bar{x} | S | $x_{\text{макс}}$ |
|----------------------------------|------------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|------|-------------------|
| <i>Кимберлиты</i> | | | | | | | | | | | |
| Трубка «Мир» | 30 | 350 | 26,0 | 24,0 | 7,20 | 0,6 | 4,6 | 3,8 | 3,80 | 2,1 | 11,8 |
| | 740 | 89 | 14,61 | 21,35 | 4,49 | 1,12 | 3,4 | 3,4 | 3,90 | 2,1 | 10,75 |
| | 860 | 86 | 25,29 | 12,64 | 4,60 | 1,15 | 3,3 | 3,3 | 3,44 | 2,2 | 10,97 |
| | 960 | 92 | 10,87 | 8,70 | 8,70 | 2,17 | 1,1 | 2,3 | 3,84 | 2,1 | 10,86 |
| | 1020 | 95 | 15,79 | 26,32 | 9,47 | — | 6,3 | 6,3 | 4,36 | 4,5 | 9,33 |
| Трубка «Спут- ник» | 30 | 310 | 21,0 | 22,5 | 3,50 | 0,6 | 9,1 | 4,6 | 3,80 | 1,95 | 12,0 |
| Дотрубочная дайка: | | | | | | | | | | | |
| Южная | 20 | 519 | 43,8 | 11,2 | 2,91 | 0,87 | 10,7 | 1,16 | 2,62 | 1,95 | 10,4 |
| Централь- ная | 80 | 485 | 30,7 | 22,1 | 6,60 | 1,20 | 11,9 | 0,82 | 3,42 | 2,26 | 11,7 |
| Северная | 50 | 493 | 24,8 | 28,8 | 8,70 | 1,60 | 18,8 | 2,64 | 3,81 | 2,30 | 10,6 |
| Внутритру- бочная дайка | 870 | 47 | 17,02 | 27,66 | 8,51 | 2,13 | — | 0,9 | 4,26 | 1,74 | 10,08 |
| <i>Ксенолиты глубинных пород</i> | | | | | | | | | | | |
| Трубка «Мир»: | | | | | | | | | | | |
| верхние горизонты | 20—60 | 61 | 27,9 | 19,7 | 4,9 | — | 1,6 | 1,6 | 3,23 | 1,75 | 8,20 |
| глубокие горизонты | 500—1200 | 80 | 26,3 | 7,5 | — | — | 2,4 | 2,4 | 2,79 | 1,37 | 6,74 |

Примечания: \bar{x} — среднее значение; $x_{\text{макс}}$ — максимальное значение; S — стандартное отклонение; n_1 — количество граната, содержащего менее 2 % Cr_2O_3 ; n_2 — то же, более 5 %; n_3 — то же, более 7 %; n_4 — то же, более 10 %; n_5 — количество граната из верлитов; n_6 — то же, из гарцбургит-дунитов.

ми, сложена порфировым кимберлитом с субпараллельным расположением выделений оливина.

Результаты изучения граната из перечисленных кимберлитовых тел приведены в табл. 3, 4 и на рис. 5. Диаграммы здесь и далее построены по Н. В. Соболеву [103]. Анализ полученных данных показывает, что по всем основным параметрам гранаты трубок «Мир» и «Спутник» близки. Распределение точек составов граната на диаграмме Cr_2O_3 — CaO этих трубок почти идентично. В то же время гранаты из даек заметно отличаются друг от друга, а также от гранатов трубок. Эти различия заключаются прежде всего в содержании граната из дунит-гарцбургитов и его средней хромистости. Минимальное содержание гранатов из дунит-гарцбургитов характерно для внутритрубочной, Южной и Центральной даек, в Северной оно несколько повышено. Так как содержание граната этой разновидности коррелируется с алмазностью кимберлитов [103], то в Северной дайке следует ожидать более высокой концентрации алмаза, чем в Центральной и Южной. К сожалению, опробованию на алмаз подверглась лишь Южная дайка.

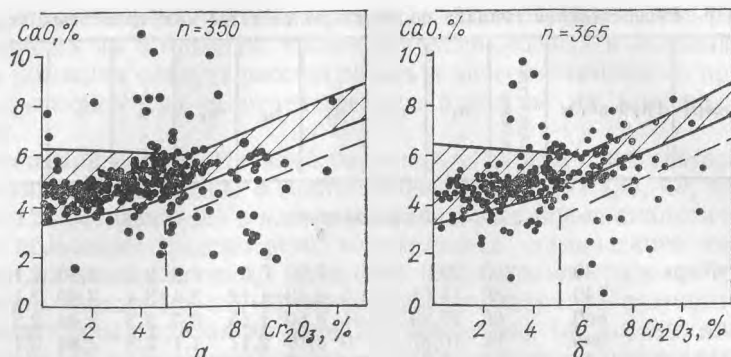


Рис. 4. Особенности состава граната из концентрата кимберлитов трубки «Мир»:

a — верхние горизонты; *б* — глубокие

Средняя хромистость гранатов сопоставляемых тел близка, за исключением Южной и Центральной даек, где эта величина существенно ниже, чем в других телах. Как в трубках, так и в дайках отмечаются гранаты из лерцолитов, дунит-гарцбургитов и верлитов. Гранаты из эклогитов в дайках редки, в трубках их количество несколько вы-

Таблица 4. Особенности состава граната из системы кимберлитовых тел, %

| Место отбора | Глубина отбора, м | Количество анализов | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO |
|---------------------------|-------------------|---------------------|--------------------------------|---------------------------|----------------------------|---------------------------|
| <i>Кимберлиты</i> | | | | | | |
| Трубка «Мир» | 30 | 350 | Нет данных | Нет данных | Нет данных | 4,9 (1,62) 1,5—10,9 |
| | 740 | 89 | 20,07 (1,1) 15,43—22,69 | 8,45 (1,2) 6,52—13,37 | 19,05 (1,5) 15,99—23,56 | 4,86 (1,3) 1,40—7,72 |
| | 860 | 86 | 20,65 (1,6) 15,27—23,05 | 8,61 (1,3) 6,00—12,61 | 19,49 (1,0) 16,79—21,83 | 4,74 (1,2) 2,96—9,18 |
| | 960 | 92 | 20,58 (1,5) 15,81—22,68 | 8,54 (1,1) 6,38—11,89 | 19,56 (1,3) 16,11—22,60 | 4,42 (1,5) 2,40—9,63 |
| | 1020 | 95 | 20,00 (1,7) 16,26—22,94 | 8,44 (1,9) 4,73—13,97 | 19,54 (2,7) 16,31—23,13 | 4,87 (1,3) 0,48—8,83 |
| | | | | | | |
| Трубка «Спутник» | 30 | 310 | Нет данных | Нет данных | Нет данных | 5,3 (2,1) 0,43—12,0 |
| <i>Дотрубочная дайка:</i> | | | | | | |
| Южная | 20 | 310 | 19,70 (1,51) 15,57—23,06 | 9,26 (1,64) 6,73—14,60 | 19,56 (1,46) 14,9—22,11 | 5,30 (1,61) 2,68—10,64 |
| | | | | | | |
| Центральная | 80 | 485 | Нет данных | 9,12 (1,85) 6,26—14,0 | Нет данных | 5,84 (2,23) 3,14—14,0 |
| Северная | 50 | 493 | » » | 9,12 (1,49) 6,05—14,3 | » » | 5,09 (1,47) 1,06—11,2 |

| Место отбора | Глубина отбора, м | Количество анализов | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO |
|--------------|-------------------|---------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|
|--------------|-------------------|---------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|

| | | | | | | |
|--|-----|----|------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|---------------------------------|
| Внутри- трубчатая дайка в трубке «Мир» | 870 | 47 | $\frac{19,54 (1,17)}{15,95-21,73}$ | $\frac{8,64 (1,30)}{6,54-12,99}$ | $\frac{20,22 (1,47)}{16,95-24,23}$ | $\frac{5,11 (0,98)}{1,17-6,00}$ |
|--|-----|----|------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|---------------------------------|

Ксенолиты глубинных пород

| | | | | | | |
|---------------------------------------|--------------|----|------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|----------------------------------|
| Трубка «Мир»: верхние горизонты | 20—60 | 61 | Нет данных | $\frac{8,75 (1,40)}{6,48-12,97}$ | Нет данных | $\frac{5,28 (2,93)}{2,67-16,29}$ |
| глубокие гори- зонты | 500— 1200 | 80 | $\frac{20,96 (2,20)}{12,45-23,03}$ | $\frac{8,41 (2,51)}{3,95-16,13}$ | $\frac{19,33 (2,53)}{11,48-23,63}$ | $\frac{4,87 (1,94)}{1,35-10,66}$ |

Примечание: В числителе — среднее содержание, в скобках — стандартное отклонение, в знаменателе — минимальные и максимальные значения.

Таблица 5. Распространенность граната с разными содержаниями хрома и кальция в кимберлитовых породах [51], %

| Кимберлитовое поле | N ₁ | N ₂ | CaO | | Cr ₂ O ₃ | | n ₁ | n ₂ | n ₃ | n ₄ | n ₅ |
|-----------------------------------|----------------|----------------|-----------|------|--------------------------------|------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | | | \bar{x} | S | \bar{x} | S | | | | | |
| Малоботуобинское | 7 | 2946 | 5,00 | 1,25 | 4,48 | 2,31 | 16,5 | 38,8 | 14,8 | 1,5 | 6,5 |
| То же, субинтрузив- ная порода | — | 100 | 5,11 | 0,78 | 4,17 | 2,05 | 16,0 | 28,6 | 10,8 | 1,8 | 1,0 |
| Далдынское | 8 | 2189 | 4,65 | 1,29 | 4,05 | 2,43 | 26,9 | 31,9 | 14,8 | 0,3 | 7,6 |
| Алакитское | 7 | 2276 | 4,88 | 1,30 | 4,61 | 2,60 | 22,2 | 41,4 | 22,4 | 4,3 | 12,0 |
| Мунское | 7 | 1661 | 4,51 | 1,04 | 3,98 | 2,13 | 26,8 | 29,0 | 14,1 | 2,1 | 10,4 |
| Чомурдахское | 2 | 172 | 5,14 | 0,63 | 3,12 | 1,20 | 48,3 | 25,6 | 9,6 | 0,6 | 1,7 |
| Западно-Укуитское | 9 | 444 | 5,22 | 0,51 | 2,68 | 1,41 | 42,6 | 14,2 | 2,5 | 0,5 | — |
| Огонер-Юряхское | 1 | 43 | 4,17 | 0,50 | 0,96 | 0,30 | 97,7 | — | — | — | — |
| Мерчимденское | 2 | 127 | 4,37 | 0,31 | 1,44 | 0,71 | 74,0 | — | — | — | — |
| Толуопское | 5 | 139 | 5,02 | 0,49 | 2,76 | 0,92 | 44,6 | 16,5 | 5,0 | — | 2,2 |
| Куойкское | 12 | 1823 | 5,25 | 0,82 | 3,19 | 1,20 | 26,2 | 10,3 | 1,2 | — | 0,2 |

Примечания: \bar{x} — среднее значение; S — стандартное отклонение; N₁ — число изученных тел; N₂ — число проанализированных образцов граната; n₁ — количество граната, содержащего менее 2 % Cr₂O₃; n₂ — то же, более 5 %; n₃ — то же, более 7 %; n₄ — то же, более 10 %; n₅ — количество граната из гарцбургит-дунинов

ше. Для дотрубочных даек характерно повышенное содержание граната из верлитов, причем в ассоциации как с хромшпинелидом (Cr₂O₃ < 5 %), так и с ильменитом (Cr₂O₃ > 5 %), во внутритрубочной дайке такого граната нет.

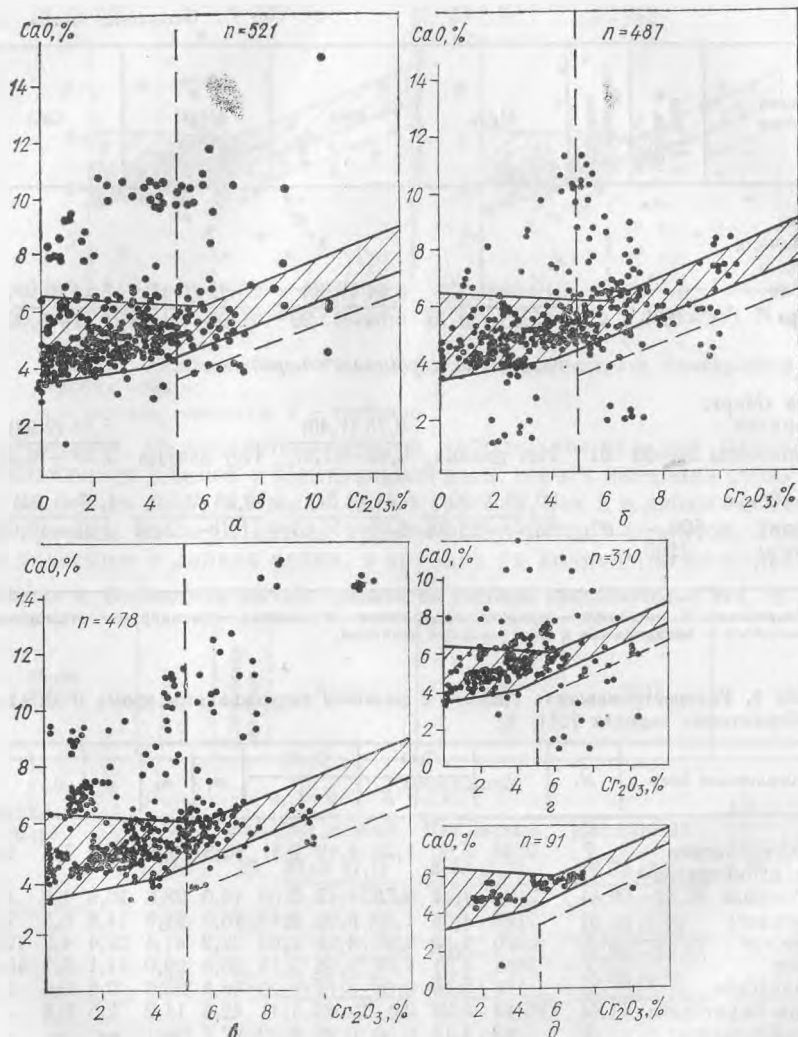


Рис. 5. Особенности состава граната из концентрата кимберлитов.

Дотрубочные дайки: а — Южная, б — Центральная, в — Северная; г — трубка «Спутник»; д — послетрубочная дайка

По данным обобщения химических анализов гранатов из кимберлитового цемента и ксенолитов ультрабазитов Якутской кимберлитовой провинции, было сформулировано положение о ее латеральной зональности [123], которая проявляется в уменьшении хромистости гранатов из ультрабазитов от центральных районов к северным. Это положение базировалось на ограниченном количестве анализов граната и впоследствии было поставлено под сомнение [108].

Изучение состава нескольких тысяч зерен граната из концентратов 60 кимберлитовых тел показало, что латеральная зональность,

установленная А. Д. Харьковым и Н. С. Маковской, существует [123]. Это четко видно по исследованиям содержания Cr_2O_3 и CaO в гранатах из кимберлитов 10 полей, охвативших практически всю территорию Якутской кимберлитовой провинции (табл. 5). Гранаты из кимберлитов разных районов и полей характеризуются широкими колебаниями количества Cr_2O_3 . В то же время четко выражено снижение среднего содержания этого компонента в гранатах с юга на север. Особенно контрастно различаются гранаты Вилюйской и Анабар-Оленекской областей. Среди гранатов из концентрата кимберлитов Вилюйской области встречаются разновидности, характерные для гарцбургит-дунитовых пород и сходные по составу с гранатом — включением в алмазе. Особенно высокие содержания гранатов алмазной ассоциации в кимберлитах Алакит-Мархинского поля и Верхнемунского района (12,0 и 10,4 %). Гранаты Анабар-Оленекской области характе-

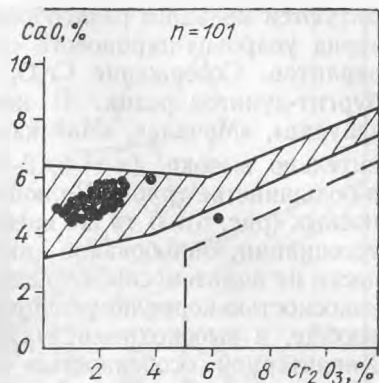


Рис. 6. Особенности состава граната из концентрата кимберлитов трубки «Снежная»

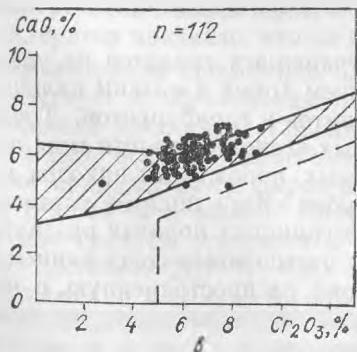
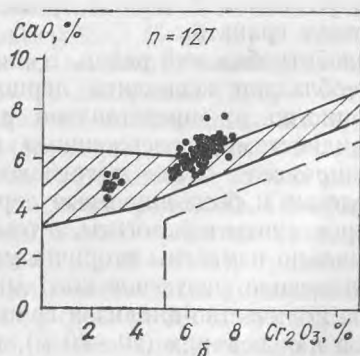
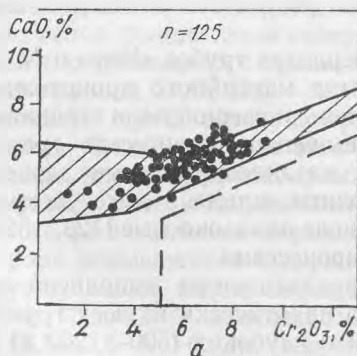


Рис. 7. Особенности состава граната из концентрата кимберлитов. Трубки: а — «Майская»; б — «Незабудка»; в — «Мачала»

ризуются меньшим разнообразием состава. Здесь пока не встречены зерна уваровит-пиропового состава, окрашенные в зеленый цвет, из верлитов. Содержание Cr_2O_3 понижено, находки ксенолитов гарцбургит-дунитов редки. В некоторых трубках северных полей («Незабудка», «Мачала», «Майская») средняя хромистость граната исключительно высока ($\bar{x} = 6,12-6,95 \%$); она значительно выше, чем в большинстве трубок Вилуйской области, в том числе высокоалмазных (рис. 6). В то же время среди них не найдены зерна алмазной ассоциации; опробование кимберлитов показало, что трубки фактически не алмазодонсы. Это еще раз подтверждает тот факт, что с алмазодонностью коррелируется содержание не высокохромистых гранатов вообще, а высокохромистых кноррингитсодержащих разновидностей. Характерной особенностью состава гранатов описываемых трубок является относительно узкий интервал колебания содержания Cr_2O_3 (от 5 до 9 %) и отсутствие низкохромистой и умереннохромистой разновидностей этого минерала (рис. 7).

Интересно сравнение химического состава индикаторных минералов из ксенолитов глубинных пород и кимберлитового цемента для оценки источника этих минералов. Анализировались минералы представительных выборок ксенолитов и кимберлитового цемента многих трубок Якутии и некоторых Южной Африки. Наиболее полная выборка составов имеется для граната из-за его широкого распространения в ксенолитах и кимберлитовом цементе и устойчивости в постмагматических условиях. В табл. 6 приведены результаты обобщения данных по составу граната.

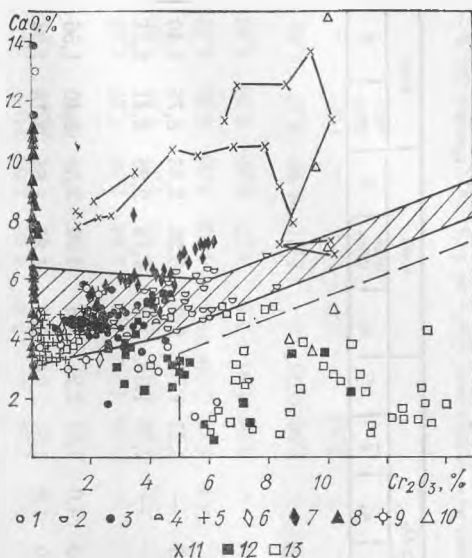
Малоботуобинский район. В кимберлитах трубок «Мир» и № 1 резко преобладают ксенолиты лерцолитов мантийного происхождения. Большинство их представлено равномернозернистыми гранатовыми разновидностями, содержащими повышенное количество граната и клинопироксена. Реже встречаются катаклазированные лерцолиты, шпинелевые и бесшпинелевые лерцолиты, ильменитовые ультрабазиты, пироксениты и эклогиты, в том числе алмазодонсы [123, 132]. Породы сильно изменены вторичными процессами.

С помощью рентгеновского микроанализатора выполнено значительное количество анализов граната практически из всех групп ксенолитов как верхних (20—60 м), так и глубоких (500—1200 м) горизонтов. Результаты этих анализов приведены в табл. 4, 6 и на диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ (рис. 8).

Среди наиболее широко распространенных гранатов из ультраосновных пород повышенным содержанием хрома и низким кальция выделяются гранаты из оливинитов, дунитов и гарцбургитов. Точки состава граната трех проанализированных ксенолитов этого типа попадают в поле потенциально алмазодонных пород; хотя находок алмаза в ксенолитах из ультрабазитов в трубке «Мир» пока не установлено. Гранаты из лерцолитов в равномернозернистых породах разделены на две выборки: в одну входит гранат с повышенным содержанием Cr_2O_3 (4—8 %), в другую, наиболее широко распространенную, с низким (1—4,0 %). Более высокохромистый гранат характерен для лерцолитов с низким содержанием клинопироксена и граната, в лерцолитах

Рис. 8. Особенности состава граната из глубинных ксенолитов трубки «Мир»:

1 — гарцбургит-дуниты; 2 — лерцолиты с низким содержанием клинопироксена; 3 — то же с повышенным; 4 — лерцолиты (катаклазированные ультрабазиты); 5 — вебстериты; 6 — вебстериты с повышенным содержанием Cr_2O_3 ; 7 — магнезиально-железистые пироксениты; 8 — магнезиально-железистые эклогиты; 9 — ильменитовые ультрабазиты; 10 — гранат с включениями высокохромистого клинопироксена и хромита; 11 — верлиты (зональные образцы М-41, М-49 и др.); 12 — сростки с алмазом; 13 — включения в алмазе



с повышенным их количеством гранат относится к низкохромистой разновидности. Катаклазированные разновидности лерцолитов содержат гранат с умеренной хромистостью ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3\text{--}5\%$), чем и отличаются от широко распространенных катаклазированных лерцолитов с высокохромистым гранатом трубки «Удачная». В заштрихованном поле попадают составы гранатов из магнезиальных (с повышенным содержанием граната) вебстеритов и магнезиальных эклогитов. Они характеризуются пониженным содержанием CaO ($3\text{--}5\%$) и несколько большим (по сравнению с гранатами из эклогитов магнезиально-железистой группы) Cr_2O_3 ($0,2\text{--}1,8\%$). На диаграмме Cr_2O_3 — CaO самостоятельный тренд образуют гранаты из магнезиально-железистых вебстеритов. Точки составов этих гранатов располагаются в виде узкой полосы, наиболее высокохромистая часть которой находится в поле верлитов, а умереннохромистая — в поле лерцолитов. По существу эта полоса располагается параллельно полосе гранатов из лерцолитов. Кроме повышенного содержания Cr_2O_3 ($2\text{--}6\%$), гранаты данной группы имеют также повышенные железистость (суммарное железо — от 11 до 15 %, а железистость — от 28 до 36 %) и кальциевистость ($5,5\text{--}7,5\%$ CaO). Изучение оптико-спектроскопических и колориметрических характеристик гранатов из магнезиально-железистых вебстеритов показало, что на их окраску существенно влияют высокие концентрации хромофоров Cr^{3+} и Fe^{3+} . Значительная роль Fe^{3+} свидетельствует об образовании этих гранатов в условиях повышенного потенциала кислорода. Гранаты из магнезиально-железистых эклогитов имеют исключительно низкое содержание хрома, высокое железа (они принадлежат к пироп-альмандиновому ряду) и переменное CaO (от 3 до 14 % и выше). Наиболее высокожелезистые и высококальциевые гранаты относятся к алмазонасным эклогитам (содержание FeO достигает 22,7 %, CaO — 14 %). Большинство (45 %) гранатов-включений в алмазе из ультраосновных пород попадает в поле гарцбургит-дунитов, 12,5 % — в поле лерцолитов и 12,5 % — в промежуточное поле. Что касается сростков граната с алмазом, то соот-

Таблица 6. Содержание C_2O_3 , CaO и FeO в гранате из ксенолитов ультрабазитов и кимберлитового цемента в трубках Якутской кимберлитовой провинции, %

| Трубка | Характеристика материала | n | C_2O_3 | | | | | CaO | | | FeO | | |
|--------|--------------------------|---|------------------------|-------|-------|-------|-----------|--------------|-------|-----------|--------------|-----------|-----|
| | | | n_1 | n_2 | n_3 | n_4 | \bar{x} | S | n_5 | \bar{x} | S | \bar{x} | S |

Малоботурбинский район

«Мир»

Ксенолиты:

| | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|----|------|------|-----|---|---|------|------|-----|------|------|------|------|
| верхние горизонты | 61 | 27,9 | 19,7 | 4,5 | — | — | 3,23 | 1,75 | 2,2 | 5,28 | 2,93 | 8,75 | 1,40 |
| глубокие горизонты | 80 | 26,3 | 7,5 | — | — | — | 2,75 | 1,38 | 1,5 | 4,78 | 2,26 | 8,41 | 2,51 |

Кимберлитовый цемент:

| | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-----|------|------|------|-----|---|------|------|-----|------|------|------|------|
| верхние горизонты | 420 | 36,8 | 33,6 | 18,3 | 4,0 | — | 3,81 | 2,21 | 3,8 | 4,99 | 2,38 | 8,40 | 1,56 |
| глубокие горизонты | 114 | 28,1 | 23,7 | 7,9 | 1,8 | — | 3,64 | 2,04 | 3,5 | 4,85 | 1,55 | 8,18 | 1,24 |

№ 1

Ксенолиты

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|-----|------|------|------|-----|---|------|---|-----|------|------|-------------|---|
| Кимберлитовый цемент | 314 | 12,2 | 45,2 | 20,7 | 2,2 | — | 4,95 | — | 8,2 | 5,40 | 1,40 | Нет дан-ных | — |
|----------------------|-----|------|------|------|-----|---|------|---|-----|------|------|-------------|---|

Долдино-Алукитский район

«Айхал»

Ксенолиты

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|-----|-----|------|------|------|---|------|------|------|-------------|------|-------------|------|
| Кимберлитовый цемент | 72 | — | 83,3 | 65,3 | 19,4 | — | 7,93 | 2,50 | 39,8 | 4,58 | 1,72 | 6,90 | 0,52 |
| | 216 | 7,5 | 71,8 | 53,1 | 16,1 | — | 6,7 | — | 19,9 | Нет дан-ных | — | Нет дан-ных | — |

«Комсомольская»

Ксенолиты

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|-----|------|------|------|-----|---|------|------|-----|------|------|------|------|
| Кимберлитовый цемент | 102 | 8,8 | 55,9 | 23,5 | 10 | — | 5,24 | 1,98 | 7,0 | 5,09 | 1,33 | 8,13 | 1,26 |
| | 273 | 38,5 | 24,2 | 11,9 | 1,1 | — | 3,44 | 2,16 | 2,7 | 4,76 | 1,30 | 8,40 | 1,63 |

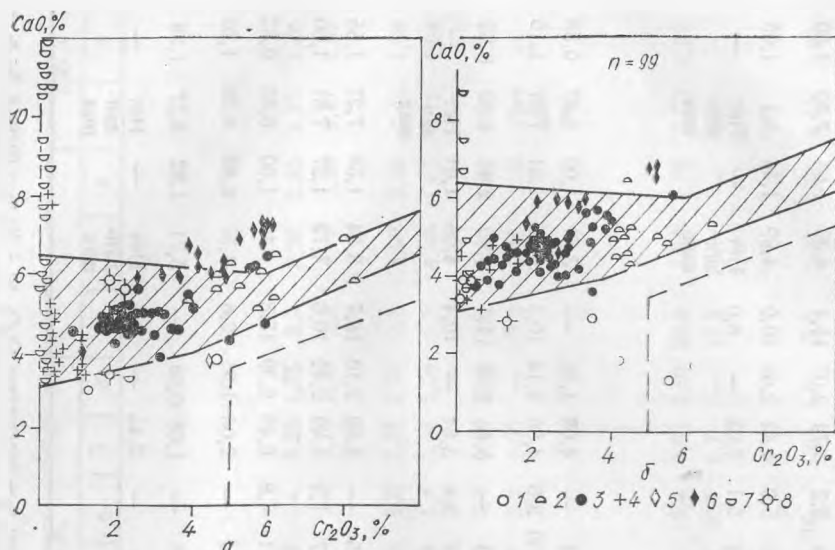


Рис. 9. Особенности состава граната из ксенолитов глубинных пород трубки «Мир»:

а — верхние горизонты; б — глубокие; 1 — гарцбургит-дуниты; 2 — лерцолиты с низким содержанием клинопироксена; 3 — то же, с повышенным; 4 — магнезиальные вебстериты; 5 — магнезиально-железистые пироксениты с хромистым гранатом; 6 — магнезиально-железистые вебстериты; 7 — магнезиально-железистые эклогиты; 8 — ильменитовые перидотиты

ношение в них иное: к гарцбургит-дунитам относится 36 %, к лерцолитам — 27, к промежуточному полю — 35, т. е. можно предположить, что значительно больше граната в сростках образовывалось при более низких PT -параметрах, чем гранатов-включений в алмазе.

На рис. 9 сравниваются составы граната из ксенолитов глубинных пород верхних и глубоких горизонтов. Как видно из расположения точек, между гранатами из ксенолитов верхних и глубоких горизонтов нет принципиальных различий, если не учитывать, что в первом случае проанализировано несравнимо больше граната из эклогитов, а также несколько больше из вебстеритов, чем во втором.

Некоторое повышение средней хромистости и кальциевистости граната из ксенолитов верхних горизонтов (см. табл. 4) можно объяснить целенаправленным подбором на анализ высокохромистых разновидностей этого минерала для выявления среди ксенолитов потенциально алмазонасных пород.

Выводы из сопоставления состава граната из ксенолитов и кимберлитового цемента в рассматриваемом районе сводятся к следующему.

1. Спектр состава граната в кимберлитовом цементе существенно шире, чем в ксенолитах глубинных пород. В кимберлитах практически всех трубок района обнаружены оранжевые желвачки с многочисленными включениями ильменита и фиолетово-красные с включениями хромшпинелида. Как те, так и другие относятся к верлитам, которые в ксенолитах района не обнаружены.

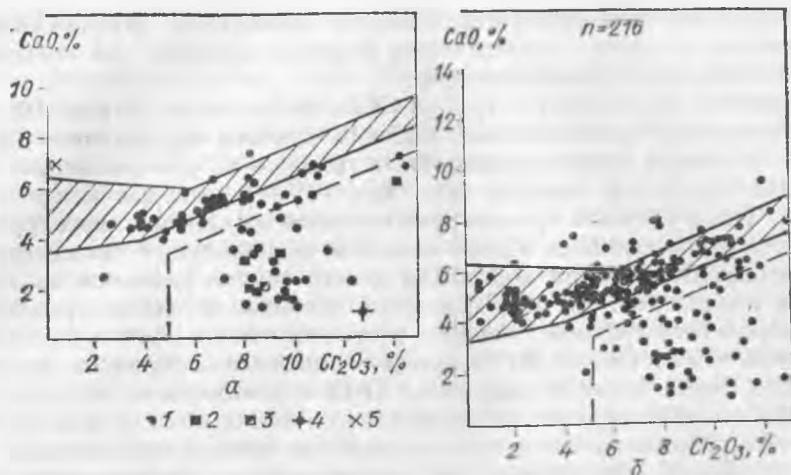


Рис. 10. Особенности состава граната из ксенолитов глубинных пород (а) и кимберлитового концентрата (б) трубки «Айхал»:
1 — серпентиниты; 2 — алмазоносные серпентиниты [98]; 3 — то же, данные авторов; 4 — включения в алмазе [104]; 5 — хромистый эклогит

2. В кимберлитовом цементе содержание граната, характерного для потенциально алмазоносной гарцбургит-дунитовой породы, с высокой концентрацией кноррингитового минерала существенно выше, чем в ксенолитах.

3. В ксенолитах трубки «Мир» зерна граната не достигают размеров оранжевых желваков этого минерала, относительно часто встречающихся в кимберлитах (максимальные размеры последних 12 см в поперечнике).

4. Гранат из ксенолитов и кимберлитов трубки № 1 по сравнению с трубкой «Мир» имеет более высокую хромистость статистически средней пробы (см. табл. 6). В кимберлитах выше содержание граната уваровит-пиропового состава (зеленого и грязно-зеленого цвета), характерного для верлитов, и граната, характерного для дунит-гарцбургитов (потенциально алмазоносных).

Далдыно-Алакитский район. Здесь изучен мантийный материал кимберлитов разной продуктивности. В трубках преобладают ксенолиты гранатовых ультрабазитов, представленные в основном лерцолитами существенно оливинового состава с относительно низким содержанием граната и клинопироксена. В большинстве продуктивных трубок района высока доля катаклазированных разновидностей этих пород (трубки «Удачная», «Дальняя», № 3, «Сытыканская»). Исключение составляет трубка «Айхал», где катаклазированные ультрабазиты не обнаружены. В трубках «Айхал» и «Удачная» (восточное тело) найдены алмазоносные гранатовые ультрабазиты [98]. Эклогиты и пироксениты относительно редки, за исключением трубки «Удачная», где их больше. По содержанию граната и ильменита в кимберлитовом цементе выделяется две группы трубок: с преобладанием ильменита над гранатом («Удачная», «Комсомольская» и «Сытыканская») и обратным

соотношением этих минералов (№ 3 и «Айхал»). В трубке «Айхал» количество ильменита определяется редкими знаками, при повышенном содержании хромшпинелида.

Гранаты из ксенолитов трубки «Айхал» (см. табл. 6, рис. 10) характеризуются исключительно высоким средним содержанием Cr_2O_3 (8,01 %). Среди проанализированных гранатов из ксенолитов ультрабазитов только два образца (или около 3 %) содержат менее 4 % Cr_2O_3 . Точки составов граната трех образцов из алмазонасных серпентинитов расположились в поле алмазной ассоциации, а четвертого — в промежуточной части диаграммы между полями алмазной ассоциации и лерцолитов. В поле алмазной ассоциации попал гранат из 28 ксенолитов глубинных пород, а в промежуточное поле — из 15 ксенолитов, что составляет 60 % проанализированных образцов. Все эти гранаты имеют высокое содержание Cr_2O_3 и пониженное CaO , т. е. содержат высокий процент кноррингитового компонента. Вторая группа точек расположилась в поле лерцолитов. Однако, в отличие от такого граната трубок «Мир» и № 1, гранат трубки «Айхал» имеет исключительно высокое содержание Cr_2O_3 при умеренной концентрации CaO (4—7 %). Еще одна особенность состава граната из нодулей ультрабазитов трубки «Айхал» — низкое содержание FeO ($\bar{x} = 6,83$ %, $S = 0,40$) и TiO_2 ($\bar{x} = 0,02$ — $0,28$, $S = 0,06$). Именно низкой железистостью, по данным Н. В. Соболева [104], характеризуется гранат алмазонасной ассоциации.

Результаты сопоставления состава граната из ксенолитов глубинных пород и кимберлитового цемента Далдыно-Алакитского района сводятся к следующему.

1. Гранат из ксенолитов ультрабазитов в среднем более высокохромистый, а его доля, приходящаяся на гарцбургит-дунитовые породы, существенно выше, чем у граната из кимберлитового цемента. Характерно повышенное содержание ксенолитов гарцбургит-дунитов (потенциально алмазонасных) в продуктивных трубках. По количеству ксенолитов этого типа трубка «Айхал» не имеет аналогов ни в Якутии, ни за рубежом. В ней более 60 % ксенолитов по составу граната и хромшпинелида относится к гарцбургит-дунитовым породам [113]. В этой трубке впервые были найдены ксенолиты алмазонасных ультрабазитов [98], высокие их содержания отмечены в трубке «Удачная». Н. П. Похиленко собрал в ней коллекцию алмазонасных ультрабазитов, насчитывающую более двух десятков нодулей [110]. Для сравнения укажем, что до 1985 г. во всех трубках Южной Африки было найдено всего лишь 16 нодулей гарцбургит-дунитов из огромного количества (несколько тысяч) детально изученных нодулей многих трубок и даек. В слабоалмазонасных кимберлитах трубки «Комсомольская» количество ксенолитов гарцбургит-дунитов составляет 7 %, что, как оказалось, существенно выше, чем даже в промышленно алмазонасных трубках «Мир» и № 1 (2 и 1 % соответственно).

2. Как и в кимберлитах Малоботубинского района, в кимберлитовом цементе трубок Далдыно-Алакитского района спектр состава граната более широкий. Например, в трубке «Айхал» практически не встречены ксенолиты глубинных пород с низкохромистым оранжевым

гранатом, тогда как в цементе кимберлитов его количество достигает 7,5 %.

Верхнемунский район. Резко преобладающие типы и разновидности ксенолитов — высокомагнезиальные существенно оливиновые породы, содержащие редкие зерна граната и хромита; еще реже встречаются клино- и ортопироксен, в единичных нодулях отмечается ильменит. Незначительный объем выборок составляют катаклазированные лерцолиты [123]. Ксенолиты эклогитов, пироксенитов и слюдитов редки. В кимберлитовом цементе содержание индикаторных минералов понижено, за исключением трубки «Зимняя», где установлены высокие концентрации ильменита. В трубках «Новинка», «Легкая», «Комсомольская», «Заполярная» ильменита исключительно мало. Небольшое количество микрозондовых анализов граната из ксенолитов с привлечением массовых замеров n и a_0 позволило все же выделить в районе две группы трубок, отличающихся особенностями граната: 1) трубки «Заполярная» и «Поисковая» — средняя хромистость граната и содержание его разновидности, характерной для гарцбургит-дунитов, в кимберлитовом цементе выше, чем в ксенолитах; 2) трубки «Новинка», «Комсомольская», «Зимняя» — повышенное количество ксенолитов гарцбургит-дунитового состава; гранат из ксенолитов по средней хромистости и доле, приходящейся на гарцбургит-дуниты, превосходит ассоциацию этого минерала в кимберлитовом цементе.

По содержанию TiO_2 в гранатах выделяется две группы ксенолитов ультрабазитов: с низким (от нулевых до 0,20 %) и повышенным (0,2—1,5 %). Все гранаты из ксенолитов гарцбургит-дунитового состава относятся к низкотитанистым. Гранаты с повышенным содержанием TiO_2 характеризуются широким диапазоном содержания Cr_2O_3 (0,95—9,51 %).

В кимберлитовом концентрате установлены две группы мегакристов: низкохромистая — оранжевый гранат ($Cr_2O_3 = 0,50—1,7$ %), ортопироксен, ильменит, оливин; высокохромистая — фиолетово-красный гранат со стальным оттенком ($Cr_2O_3 = 5,80—8,68$ %; $TiO_2 = 1,08—1,50$ %), оливин. В трубке «Легкая» впервые обнаружен мегакристал зеленого граната уваровит-пиропового состава размером 10 мм в поперечнике.

Отличительная особенность граната как из ксенолитов, так и из кимберлитового цемента — низкая железистость (6,80—8,36 % FeO). По этому признаку многие из них не отличаются от включений граната в алмазе, низкая железистость которых — один из характернейших типоморфных признаков. Во всех трубках гранат из концентрата более железистый, чем из ксенолитов.

Северные кимберлитовые районы и поля. По содержанию и составу глубинного (мантинного) материала кимберлиты, расположенные севернее Верхнемунского района (Анабар-Оленекская область), существенно отличаются от кимберлитовых пород центральных районов.

Содержание ксенолитов глубинных пород здесь низкое. Исключение составляют трубки «Слюдянка» и «Обнаженная». Последняя, очевидно, наиболее богатая ксенолитами в Якутии. Очень редки или вообще не встречены ксенолиты наиболее глубинных фаций: алмаз-пиро-

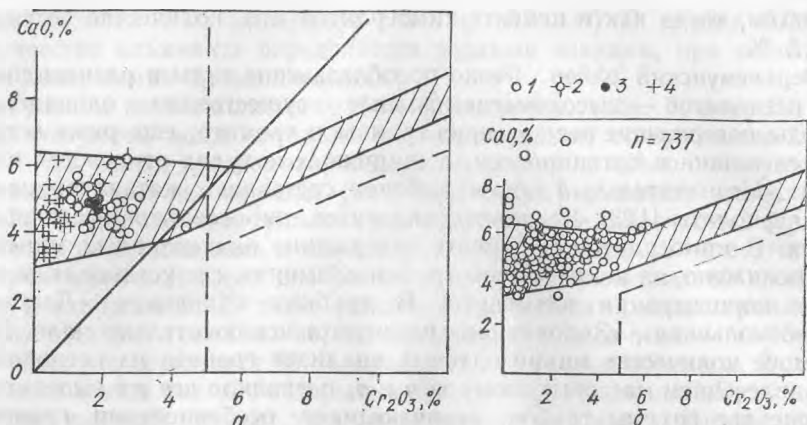


Рис. 11. Особенности состава граната из ксенолитов глубинных пород (а) и кимберлитового концентрата (б) в трубке «Обнаженная», по Н. В. Соболеву:

1 — лерцолиты; 2 — гранатизированные шпинелевые лерцолиты; 3 — ильменитовые ультрабазиты; 4 — пироксениты и эклогиты

повой и коэситовой. В то же время налицо повышенное количество ксенолитов, относящихся к шпинель-пироповой и шпинель-пироксеновой фациям. Они представлены шпинелевыми и бесшпинелевыми лерцолитами, пироксенитами нередко слюдистыми, ильменит-гранатовыми и ильменитовыми ультрабазитами (рис. 11).

Содержание индикаторных минералов кимберлитов снижено, за исключением трубок «Обнаженная», «Слюдянка» и «Русловая». В большинстве случаев ильменит преобладает над гранатом. Высокохромистых разновидностей граната мало, относящиеся к алмазной ассоциации минералов из гарцбургит-дунитов редки или их нет вообще. Средняя хромистость граната ниже, чем в кимберлитах центральных районов [124].

В ксенолитах глубинных пород из изученных трубок Куранахского и Лучаканского полей средняя хромистость граната существенно выше, чем в кимберлитовом цементе. В трубках «Обнаженная», «Слюдянка» и некоторых других Нижнеоленинского района средняя хромистость граната и особенности распределения зерен по группам (с определенным содержанием Cr_2O_3) примерно одинаковые.

В кимберлитовых телах Южной Африки гранаты из ксенолитов и кимберлитового цемента в среднем низкохромистые. Гранаты из ксенолитов гарцбургит-дунитового состава редки; в кимберлитовом цементе эксплуатирующихся трубок их количество колеблется от десятых долей до первых процентов, в большинстве других тел они единичны или не встречаются. Южноафриканские кимберлиты обеднены гранатами из верлитов. Исключение — трубка «Ньюлэнд», где их количество велико. Они также обнаружены в трубке «Као». Как уже указывалось, количество находок ксенолитов гарцбургит-дунитового состава в африканских трубках не превысило двух десятков.

Из приведенного сопоставления граната из ксенолитов глубинных

пород и кимберлитового цемента вытекает, по крайней мере, два следствия регионального плана.

1. В направлении от центральных кимберлитовых районов Якутской провинции к северным снижается содержание мантийного материала с признаками его образования в высокobarических условиях:

а) в северных районах резко снижаются содержания граната из алмазоносных дунит-гарцбургитов; б) снижается его общая хромистость.

Если учесть, что кимберлиты северных районов отличаются от аналогичных пород южных районов и многими другими особенностями (см. гл. I), то установленные различия в составе глубинного материала еще более рельефно подчеркивают гетерогенность кимберлитов и являются дополнительным доказательством обоснованности разделения Якутской провинции на две области: Вилуйскую и Анабар-Оленекскую [124]. Эти различия, по всей вероятности, вызваны неодинаковыми термодинамическими условиями формирования кимберлитовых расплавов в данных областях. Экспериментальное изучение термодинамической устойчивости граната с повышенным содержанием кноррингитового компонента (гранат из алмазоносных гарцбургит-дунитов) показало, что последние могут образоваться лишь в условиях особо высоких давлений. По данным И. Ю. Малиновского с соавторами [61], при $P = 5,0 \cdot 10^9$ Па и $T = 1200$ °C в пироп может входить до 25 % кноррингитового компонента. Равновесие высокobarической ассоциации минералов в алмазосодержащих породах достигается при $T = 1200$ °C и $P = 7,5 \cdot 10^9$ Па. Многие авторы считают, что давление определяется литостатической нагрузкой, т. е. в условиях земной коры оно отождествляется с глубиной. Снижение содержания высокobarического мантийного материала от центральных районов к северным — несомненное доказательство уменьшения давления при образовании глубинного материала в кимберлитах северных трубок, что является следствием уменьшения в этом направлении глубины генерации кимберлитового расплава. Полученные результаты свидетельствуют о низкой перспективности северных алмазоносных районов, и открытия промышленных концентраций алмаза в кимберлитах здесь вряд ли возможны.

По сравнению с алмазоносными кимберлитами центральных районов Якутии, в кимберлитах Южной Африки содержится меньше наиболее глубинного вещества мантии, сформированного в условиях равновесия с алмазом, т. е. эти породы следует относить к менее глубинным образованиям мантии.

2. Составы индикаторных минералов из кимберлитового цемента, как правило, более разнообразны, чем из ксенолитов. Если придерживаться ксеногенной гипотезы происхождения индикаторных минералов, которая, как нам представляется, наиболее обоснована фактическим материалом, то такую несбалансированность состава и содержания можно объяснить тем, что магма избирательно захватывала и выносила на поверхность в виде ксенолитов прорванные породы верхней мантии. Некоторые их типы и разновидности подвергались сильной дезинтеграции при взламывании и транспортировке вверх. От них

сохранились наиболее устойчивые фрагменты, представленные либо индивидуальными зернами отдельных минералов, либо микроксенолитами в виде сростков двух-трех минералов (обычно граната, хромшпинелида, ильменита и клинопироксена).

Установленные закономерности позволяют более надежно проводить типизацию кимберлитовых тел, ориентировать поисковые работы на наиболее перспективные алмазоносные районы, осуществлять минералогическое картирование алмазоносных территорий.

ИЛЬМЕНИТ

Ильменит (пикроильменит) — характерный и самый распространенный глубинный минерал кимберлитов после оливина, а в некоторых трубках и дайках — после флогопита. Это определило повышенный интерес к ильмениту с точки зрения петрогенетических построений и поисков кимберлитовых тел. Ильменит также содержится в ксенолитах глубинных пород, встреченных в некоторых трубках Якутии и других регионов. В кимберлитах он находится в форме округлых, овальных, лепешковидных, неправильных выделений размером от сотых долей миллиметра до 15 см. В основной массе кимберлита встречаются идиоморфные зерна ильменита размером 0,04—0,15 мм [19]. При дроблении крупных желваков образуются мелкие угловатые зерна. Своеобразные идиоморфные зерна пикроильменита обнаружены в аллювии некоторых рек севера Якутской кимберлитовой провинции, иногда его содержание достигает 50 % всего ильменита в шлихе. В кимберлитах трубки «Зимняя» (Верхнемунский район) в большом количестве встречаются желваки ильменита размером от 2—4 мм до 3—4 см с прекрасной отдельностью по пинакoidу, обычно соответствующей структурам распада твердого раствора (ламелли хромшпинелида в ильмените). Иногда намечается тенденция к раскалыванию параллельно тройной оси. Крупные желваки (более 1 см) обычно поликристаллические и неравномернoзернистые, один-два крупных монокристалльных блока могут быть окружены мелкозернистой массой, иногда это сростки нескольких крупных блоков. Кроме того, среди желваков меньше 1 см встречаются равномернoзернистые, в этом случае размер зерен, как правило, менее 0,5 мм. Равномернoзернистые хорошо развитые агрегаты достаточно редкие. В этом отношении выделяется трубка «Уральская», в которой агрегатный пикроильменит достигает 40 %, он преимущественно равномернoзернистый с совершенным рисунком.

Характерная особенность ильменита из кимберлитов — чрезвычайно высокая дефектность структуры. Под микроскопом она проявляется в волнистом погасании в поляризованном свете; на лауэграммах — в сильном астеризме рефлексов. Астеризм рефлексов присущ не только овальным желвакам, но и идиоморфным зернам пикроильменита. С деформациями связано полисинтетическое двойникование. Лауэграммы образцов монокристалльного пикроильменита показывают высокую дислоцированность кристаллической решетки, в то же время отдельные зерна из агрегатов выявляют высокое качество

структуры. В некоторых образцах разные участки обладают разной степенью совершенства решетки: от сильно дислоцированной монокристалльной до более совершенной, у отдельных зерен агрегатной [4].

До недавнего времени считалось, что пикроильменит из кимберлитов гомогенен. Так, в работе [44] зерна со структурами распада составляют менее 1 %. Малое количество таких зерен связывалось с закалкой при подъеме и застывании кимберлитового расплава. Между тем по данным исследований точными методами (микроанализатор, сканирующая и просвечивающая электронная микроскопия, дифрактометрия в широком диапазоне длин волн) эта цифра значительно выше. В работе [14] указывается, что из 50 изученных образцов пикроильменита из разных кимберлитовых тел 30 (т. е. 60 %) оказались гетерогенными. В качестве микровключений отмечены гематит, титаномагнетит. А. И. Цепиным в желваках пикроильменита из трубки «Зимняя» обнаружены включения хромовой ульвошпинели, образовавшиеся, по-видимому, в результате распада твердого раствора [136].

Изучение отдельных зерен, слагающих агрегатные желваки, показало, что они оформлены волнистыми, реже плоскими, вогнутыми или выпуклыми поверхностями с острыми ребрами и вершинами. Поверхность зерен матовая. Количество «граней» на одном зерне колеблется от 7 до 18, в среднем 13,3 (по 60 зернам). Никакой связи «граней» с кристаллографическими направлениями не обнаружено. Входящих углов нет. Включения других минералов не зафиксированы. В пределах одного желвака размеры зерен колеблются незначительно: отмечена некоторая тенденция к уменьшению их к периферии. Крупные желваки агрегатного пикроильменита из трубки «Чомур» имеют иное строение. На фоне монокристалльной матрицы выделяются отдельные участки, зоны тонкоагрегатного строения, в пределах которых зерна имеют причудливые контуры, разный размер, трещиноватые. В некоторых образцах отмечается небольшое число крупных существенно разориентированных относительно матрицы блоков причудливой формы.

Наиболее совершенное строение кристаллической решетки характерно для зерен из равномернозернистых агрегатов с простой геометрией межзерновых границ. Степень совершенства решетки понижается у разнотернистых агрегатов со сложными контурами межзерновых границ, а у монокристалльных желваков дефектность структуры видна макроскопически. Для зерен равномернозернистых агрегатов характерна высокая гомогенность.

Анализ данных, полученных по литературным источникам, позволяет связывать происхождение агрегатов пикроильменита с процессами рекристаллизации деформированных желваков пикроильменита.

Химический состав монокристалльных и агрегатных образцов пикроильменита изучен слабо. На примере этих двух морфологических типов зерен ильменита из трубки № 1 установлено снижение количества хрома и трехвалентного железа и повышение двухвалентного железа и магния в агрегатных пикроильменитах по сравнению с монокристалльными. Широкое развитие диффузионных процессов при рекристаллизации приводит к тому, что нестехиометрические приме-

Таблица 7. Химический состав ильменита из кимберлитовых тел, %

| Трубка | Количество анализов | TiO ₂ | | | |
|-------------------|------------------------|------------------|------|------|-------|
| | | \bar{x} | S | От | До |
| Вилуйская | | | | | |
| «Мир» | 155 | 45,03 | 4,32 | 33,0 | 54,6 |
| Центральная дайка | 55 | 47,2 | 2,76 | 36,7 | 52,5 |
| Северная дайка | 83 | 46,1 | 3,54 | 31,8 | 53,2 |
| № 1 | 86 | 46,8 | 4,1 | 30,5 | 51,8 |
| № 3 | 152 | 48,6 | 2,23 | — | — |
| «Озерная» | 175 | 50,5 | 1,43 | — | — |
| Анабар-Оленекская | | | | | |
| «Туманность» | 85 | 45,38 | 2,32 | 39,7 | 51,07 |
| «Майская» | 51 | 46,29 | 2,21 | 40,4 | 52,64 |

Примечания: \bar{x} — среднее значение; S — стандартное отклонение.

си и механические включения могут «сбрасываться» на границах, тем самым очищая зерна и освобождая их от избыточной энергии.

Ильменит в ксенолитах глубинных пород обычно образует ксеноморфные зерна размером от долей миллиметра до 3—5 см в поперечнике. Распространены изометричные, редко овальные зерна, а также скопления мелких зерен. Оригинальна морфология зерен ильменита в симплектитовых сростках с клинопироксеном, редко ортопироксеном или гранатом. Он образует удлинённые ламеллеподобные выделения, которые с торцов имеют треугольную форму. Повышенные количества симплектитовых сростков ильменита с клинопироксеном от-

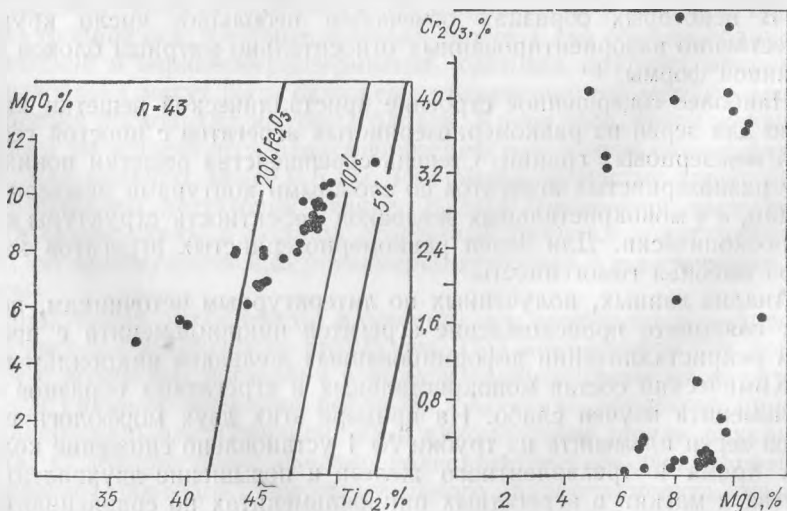


Рис. 12. Особенности состава ильменита из концентрата кимберлитов Центральной дотрубочной дайки

| Cr ₂ O ₃ | | | | MgO | | | |
|--------------------------------|------|------|------|-----------|------|------|-------|
| \bar{x} | S | Ст | До | \bar{x} | S | От | До |
| <i>область</i> | | | | | | | |
| 0,67 | 0,86 | 0,00 | 4,3 | 7,04 | 1,98 | 3,0 | 12,9 |
| 1,32 | 1,75 | 0,03 | 5,21 | 8,48 | 1,34 | 4,69 | 11,0 |
| 1,81 | 2,07 | 0,04 | 8,09 | 8,36 | 1,66 | 2,04 | 12,0 |
| 0,36 | 1,0 | 0,1 | 4,9 | 8,50 | 1,70 | 3,10 | 11,5 |
| 2,32 | 2,96 | — | — | 10,2 | 2,87 | — | — |
| 1,54 | 1,30 | — | — | 10,1 | 2,37 | — | — |
| <i>область</i> | | | | | | | |
| 0,30 | 0,32 | 0,04 | 1,63 | 6,51 | 1,29 | 4,29 | 10,62 |
| 0,54 | 0,22 | 0,12 | 2,79 | 5,89 | 2,21 | 3,20 | 10,36 |

мечаются в трубках «Мир» и «Сытыканская». В катаклазированных ультрабазитах из трубки «Удачная» зерна ильменита имеют округлую форму, образуют включения в ксеноморфных выделениях граната.

Химический состав. Состав ильменита из кимберлитов и ксенолитов глубинных пород изучался многими исследователями [29, 35, 44, 87]. Установлено, что в кимберлитовом цементе он чрезвычайно разнообразен, особенно широки колебания содержания гейкилитового и гематитового компонентов. Химический состав представительных проб ильменита из кимберлитовых трубок и россыпей используется для типизации ореолов и прогнозирования коренных источников этого минерала. Нами проанализированы статистически представительные пробы ильменита из трубки «Мир» и сопровождающих ее даек, некоторых трубок Далдыно-Алакитского района и единичных тел Анабар-Оленекской кимберлитовой области (табл. 7). Изучался также ильменит из ксенолитов глубинных пород некоторых кимберлитовых трубок Якутии и Африки. Выборки этого минерала из даек, Центральной и Северной, залегающих около трубки «Мир», относительно небольшие, поэтому полученные данные об особенностях его состава здесь можно считать предварительными. Трудности с набором необходимого количества зерен ильменита из даек связаны с его интенсивной сульфидизацией. Результаты анализов нанесены на рис. 12—14. Кроме состава ильменита усредненной пробы из кимберлитового цемента трубки «Мир», на диаграммы нанесены точки составов этого минерала из ксенолитов глубинных пород и зерен, образующих включения в обанжевом гранате.

Как видно из рис. 14, ильменит из кимберлитов трубки «Мир» характеризуется широкими вариациями содержания MgO, Fe₂O₃, TiO₂ и Cr₂O₃. Значительная часть зерен ильменита содержит более 20 % гематитового компонента и относится к ферримагнитной разновидности. Обращает на себя внимание наличие на диаграмме MgO — TiO₂ нескольких обособленных групп точек ильменита из кимберлитового

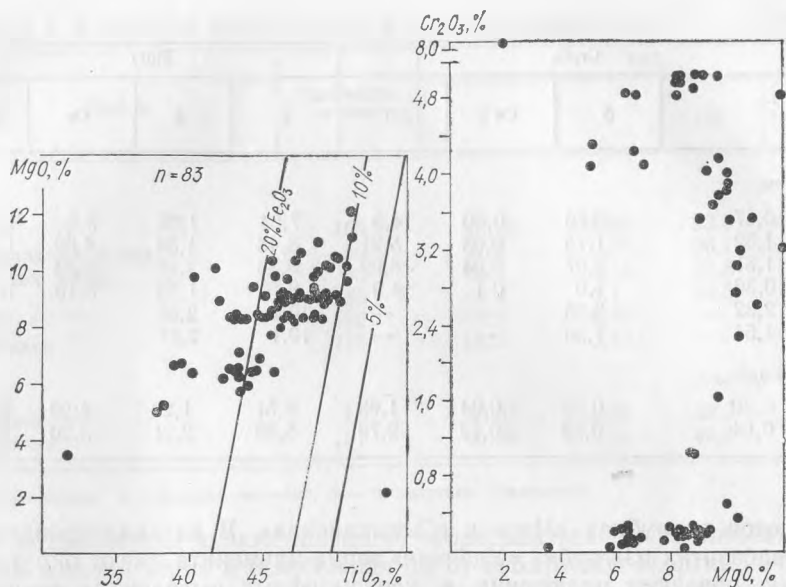


Рис. 13. Особенности состава ильменита из концентрата кимберлитов Северной дотрубочной дайки

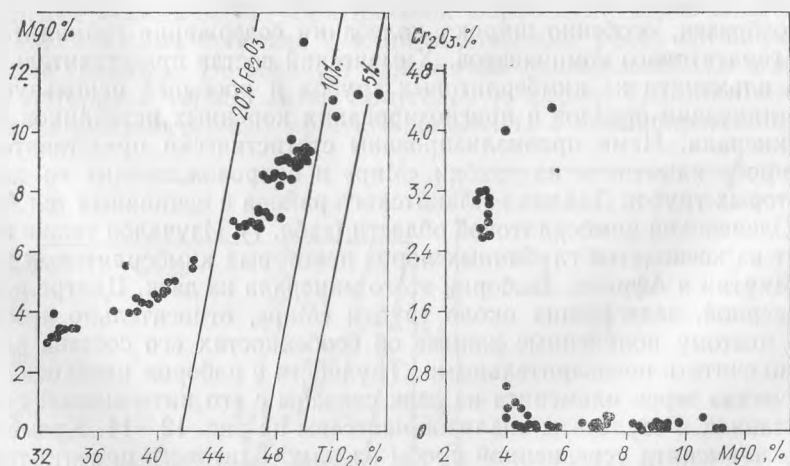


Рис. 14. Особенности состава ильменита из концентрата кимберлитов трубки «Мир».

концентрата. Наибольшее их количество попадает в интервал 47—51 % TiO_2 и 8—11 % MgO . Ферримагнитный ильменит относится к группам: 41—44 % TiO_2 и 5,5—6,7 % MgO ; 37—41 % TiO_2 и 4—5 % MgO ; 31—35 % TiO_2 и 3,2—4,0 % MgO .

Магнитный (ферримагнитный) ильменит был обнаружен еще на первом этапе изучения кимберлитов трубки «Мир» [21], а детально ис-

следован в середине 1980-х гг. [29]. Кроме дискретных зерен из кимберлитового цемента, ферримагнитный ильменит найден нами в виде включений в желвачках оранжевого граната трубки «Мир» и некоторых других трубок Малоботуобинского района. Следует подчеркнуть, что желвачки граната с включениями ферримагнитного ильменита обнаружены только в кимберлитах Малоботуобинского района («Мир», № 1, им. XXIII съезда КПСС, «Дачная», «Таежная»). В редких случаях вместе с ильменитом в гранате встречаются зерна клинопироксена [124]. Гранат, в котором обнаружены включения ильменита, характеризуется повышенным содержанием Cr_2O_3 (0,96—4,15 %), CaO (5,63—9,58) и FeO (10,14—14,74 %) и, по классификации Н. В. Соболева [104], относится к верлитам. На диаграмме $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ точки состава включений ферримагнитного ильменита образуют самостоятельное поле, несколько сдвинутое в сторону повышения содержания MgO по сравнению с трендом точек ферримагнитного ильменита из концентрата кимберлитов. Ферримагнитный ильменит обнаружен практически только в кимберлитах Малоботуобинского района, в других районах он либо не встречен вовсе, либо его содержание более чем на порядок ниже. Эта разновидность ильменита пока не известна в ксенолитах глубинных пород ни трубки «Мир», ни других кимберлитовых тел. Большинство зерен из концентрата трубки «Мир» принадлежит к низкохромистой разновидности ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,4$ %), что отличает ильменит данной трубки от ильменита трубок Далдыно-Алакитского района [87]. Таким образом, вопрос об источнике ферримагнитного ильменита из кимберлитов трубки «Мир» и других трубок Малоботуобинского района пока остается открытым. Включения этого минерала в гранате могут быть источником только части его зерен (имеющих небольшие размеры) в кимберлитовых породах. Даже при малом количестве проанализированных зерен ильменита из дайковых тел различия между разновидностями этого минерала в дайках и трубках весьма заметны. Так, в дайковых телах повышено содержание высокохромистой разновидности ильменита, которая, в отличие от хромистой, характерной для трубок, имеет высокие концентрации TiO_2 и MgO , т. е. не относится к ферримагнитному типу. На диаграмме $\text{MgO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ точки хромистого ильменита из концентрата трубки «Мир» расположились с левой стороны параболической кривой для ильменита из африканских трубок, приводимой С. Хаггерти [157], тогда как многие точки этого минерала из даек оказались справа от нее.

Данных о составе ильменита из кимберлитового цемента и ксенолитов глубинных пород разных полей провинции в нашем распоряжении недостаточно, чтобы можно было проследить особенности его изменчивости. Из табл. 7 видно, что ильменит из кимберлитового цемента трубок разных полей характеризуется индивидуальными особенностями состава. Так, ильменит трубок № 3 и «Озерная» Алакит-Мархинского поля отличается от ильменита южных и северных районов повышенным содержанием TiO_2 , MgO , Cr_2O_3 и пониженным — FeO . Ильменит трубок «Туманность» и «Майская», расположенных на севере региона, имеет низкое содержание титана, хрома и магния.

Таблица 8. Химический состав ильменита из кимберлитов трубки «Премьер», %

| Компонент | Номер образца | | | | |
|--------------------------------|---------------|-------|-------|-------|-------|
| | Пр-52 | Пр-53 | Пр-54 | Пр-55 | Пр-56 |
| TiO ₂ | 52,62 | 49,82 | 50,87 | 48,92 | 48,86 |
| Al ₂ O ₃ | 0,06 | 0,22 | 0,96 | 0,06 | 0,30 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,61 | 0,5 | 1,83 | 0,67 | 0,52 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,50 | 4,00 | 0,00 | 4,94 | 4,08 |
| FeO | 26,13 | 37,85 | 37,52 | 38,16 | 39,42 |
| MnO | 0,40 | 3,76 | 6,87 | 6,08 | 4,53 |
| MgO | 11,82 | 1,98 | 0,12 | 0,02 | 0,22 |
| CaO | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,03 |
| <i>Сумма</i> | 100,18 | 98,13 | 98,21 | 98,85 | 97,96 |
| Ti | 1,834 | 1,901 | 1,948 | 1,884 | 1,894 |
| Al | 0,003 | 0,013 | 0,058 | 0,004 | 0,018 |
| Cr | 0,022 | 0,020 | 0,074 | 0,027 | 0,021 |
| Fe ³⁺ | 0,297 | 0,153 | 0,000 | 0,191 | 0,158 |
| Fe ²⁺ | 1,013 | 1,606 | 1,598 | 1,634 | 1,699 |
| Mn | 0,016 | 0,162 | 0,296 | 0,264 | 0,198 |
| Mg | 0,819 | 0,150 | 0,009 | 0,001 | 0,017 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 |
| <i>Сумма</i> | 4,004 | 4,006 | 3,985 | 4,005 | 4,367 |

Несмотря на установленные различия в составе ильменита сравниваемых полей, говорить о каких-то общих закономерностях преждевременно из-за малого количества данных.

Нами также проанализированы отдельные зерна ильменита из концентрата трубки «Премьер» Южной Африки (табл. 8). Наряду с обычной магнезиальной разновидностью, широко распространенной в кимберлитовых породах всех регионов, выявлен высокомарганцовистый ильменит, содержащий до 20 % пирофанитового компонента. Пирофанитсодержащий ильменит встречается в основной массе якутских кимберлитов в виде мельчайших дискретных зерен или мелких индивидов, нарастающих на более крупные. Марганцовистый ильменит из трубки «Премьер» образует овальные со скорлуповатой поверхностью зерна размером 3—5 мм.

Для сопоставления на диаграммы MgO — TiO₂ и MgO — Cr₂O₃ были нанесены точки, соответствующие ильмениту из ксенолитов глубинных пород в кимберлитах Якутии и других регионов мира.

Точки ильменита из ксенолитов трубки «Мир» расположились в виде полосы, контуры которой определяются содержанием 7—12 % MgO, 45—51 % TiO₂. Cr₂O₃ в этом минерале мало — от сотых долей процента до 1,26 % (рис. 15). Отдельно анализировался ильменит из симплектитовых сростков с клинопироксеном данной трубки. На рис. 15 он вместе с разновидностями из других ксенолитов образует относительно компактное поле. На диаграмме MgO — TiO₂ близко располагаются точки ильменита из ксенолитов глубинных пород трубок «Сытыканская», «Обнаженная», «Удачная» и «Дальняя». Что касается ильменита из ксенолитов африканских трубок, то его состав заметно отличается от такового из ксенолитов Якутии. Прежде всего это относится к трубкам «Премьер» и «Као». Если точки ильменита из

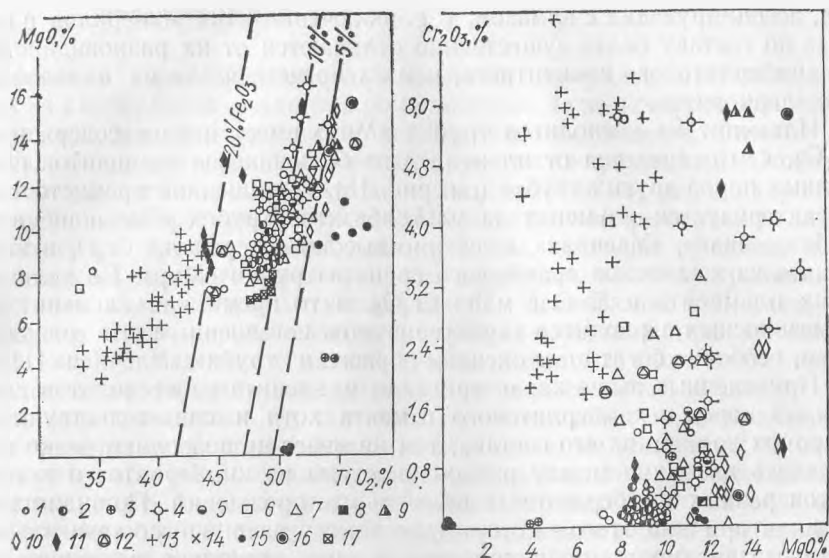


Рис. 15. Особенности состава ильменита из ксенолитов глубинных пород: 1 — гранатовые ультрабазиты, трубка «Мир»; 2 — клинопироксен-ильменитовые сростки, то же; 3 — эклогиты, то же; 4 — ультрабазиты, трубка «Сытыканская»; 5 — клинопироксен-ильменитовые сростки, то же; 6 — катаклазированные лерцолиты, трубка «Удачная»; 7 — ультрабазиты, трубка «Обнаженная»; 8 — перидотиты, трубка «Дальняя»; 9 — прожилки пироксена в гранатовом перидотите, трубка «Удачная»; 10 — перидотиты, трубка «Премьер»; 11 — то же, трубка «Као» (Лесото); 12 — ультрабазиты из других африканских трубок; 13 — включения в пиропе из кимберлитов Малоботубинского района; 14 — ильменит с включениями пироба; 15 — включения в алмазе; 16 — алмазоносные перидотиты; 17 — ксенолит перидотитов Укукитского поля

ксенолитов протерозойской трубки «Премьер» образуют тренд в области повышенного содержания TiO_2 и MgO , то точки ильменита из мезозойской трубки «Као» располагаются в области низкого содержания TiO_2 . По количеству MgO в ильмените среди ксенолитов трубки «Као» выделяются две группы — с высоким и низким содержанием этого компонента. Совершенно обособленное поле занимает ильменит из желвачков граната кимберлитов Малоботубинского района. Его точки располагаются в области низких концентраций TiO_2 и MgO при резко повышенном количестве Fe_2O_3 (относится к ферримангнитному ильмениту). Поле этой разновидности ильменита не перекрывается с полем ильменита из ильменитовых ультрабазитов. Обособленно расположены точки ильменита из алмазоносных лерцолитов и включений в алмазе. Ильменит из этих образований характеризуется высоким содержанием TiO_2 , умеренным MgO и, что самое важное, не содержит Fe_2O_3 . Как видно из рис. 15, среди разновидностей ильменита из ксенолитов нет ильменита, подобного включениям в алмазе. Что же касается алмазоносных лерцолитов, то один из двух имеющихся анализов ильменита попадает в поле, соответствующее ультрабазитам трубки «Премьер». В то же поле попали точки ильменита из ильменит-пироксеновых прожилков в ксенолите трубки «Удачная». Для ильменита из алмазоносных пород повторяется та же картина, что и для грана-

тов, ассоциирующих с алмазом, т. е. включения этих минералов в алмазе по составу более существенно отличаются от их разновидностей из кимберлитового концентрата, чем их представители из алмазоносных перцолитов.

Ильменит из ксенолитов трубки «Мир» имеет низкое содержание Cr_2O_3 , чем отличается от ильменита из большинства ксенолитов глубинных пород других трубок (см. рис. 15). Повышенной хромистостью характеризуется ильменит из ультрабазитов трубок «Сытыканская», «Обнаженная», «Удачная». Особенно высоко содержание Cr_2O_3 в ильмените из желвачков оранжевого граната трубки «Мир». Во включениях ильменита в алмазе мало Cr_2O_3 , в то время как ильменит из алмазоносных перцолитов характеризуется повышенным его содержанием, особенно богат этим оксидом образец из трубки «Удачная» [110].

Приведенные выше характеристики ильменита из ксенолитов глубинных пород и кимберлитового цемента хотя и свидетельствуют о широких вариациях его состава, тем не менее не позволяют четко определить различия между разновидностями из кимберлитов и ксенолитов разных кимберлитовых полей и месторождений. По-видимому, главная причина этого — отсутствие четких различий состава ильменита в зависимости от месторождения, что несколько ограничивает поисковую информативность данного минерала. К тому же он недостаточно изучен. Тем не менее имеющиеся данные позволяют выделить некоторые типоморфные признаки ильменита из отдельных кимберлитовых полей и областей.

1. В кимберлитовом цементе Малоботуобинского района повышено количество (первые десятки процента) ильменита с ферримагнитными свойствами (более 20 % гематитового компонента). Ферримагнитный ильменит характеризуется повышенными концентрациями Cr_2O_3 , пониженными — MgO и TiO_2 . Только в кимберлитах Малоботуобинского района обнаружены включения ферримагнитного ильменита в желвачках оранжевого граната.

2. Ильменит из кимберлитового цемента некоторых трубок Далдыно-Алакитского района характеризуется повышенным содержанием Cr_2O_3 , а иногда и повышенными концентрациями TiO_2 и MgO .

3. В ильмените из кимберлитовых пород трубок северной части провинции понижено содержание MgO , TiO_2 , Cr_2O_3 и повышено — FeO .

4. Оригинальный марганцовистый ильменит обнаружен в кимберлитовом концентрате протерозойской трубки «Премьер». Его разновидность из ксенолитов ультрабазитов относится к обычному пикроильмениту с низким содержанием марганца.

Таким образом, при типизации шлиховых ореолов роль ильменита менее значительна, чем граната и хромшпинелида. По-видимому, следует согласиться с Н. В. Соболевым [105], что значение состава ильменита ограничивается типизацией кимберлитов на уровне районов и полей. Что касается типизации отдельных трубок, то, кроме состава этого минерала, следует использовать другие признаки (размер и морфологию зерен, внутреннее строение и др.).

Морфология зерен. Одним из важнейших минералов-спутников алмаза из кимберлитов является хромшпинелид, часть которого кристаллизуется в поле термодинамической стабильности алмаза. Он, как и алмаз, обладает хорошо выраженной кристалломорфологией. Особенности морфологии хромшпинелида из кимберлитов достаточно хорошо освещены в литературе. В работе [85] выделено четыре основные морфологические группы кристаллов: октаэдры, октаэдры с сильно закругленными шероховатыми вершинами и ребрами, сложно ограненные кристаллы и ксеноморфные выделения. По Е. Е. Лазько [60], следует различать такие морфологические группы хромшпинелида из кимберлитов: 1) выделения разной формы, которые выполняют преимущественно интерстиции, встречаются в ксенолитах шпинелевых и шпинель-гранатовых перидотитов, пироксенитов и в хромит-пироксен-гранатовых сростках; 2) хорошо образованные кристаллы октаэдрического габитуса и сложноограненные кристаллы — в ксенолитах дунитов, реже лерцолитов с хромистым гранатом и как включения в алмазе, оливине и других минералах; 3) игольчатые и таблитчатые включения хромшпинелида в гранатах и пироксенах. В кимберлитах отмечаются все выделенные типы хромшпинелида. Более детальные морфологические исследования позволяют проводить его разбраковку согласно специфике для разных кимберлитовых тел. Таким образом, морфологические особенности хромшпинелида приобретают поисковое значение [124].

Вместе с тем кристаллография сложноограненных кристаллов хромшпинелида из кимберлитов и ксенолитов глубинных пород в них еще недостаточно изучена. Как и для кристаллов пироба из кимберлитов, не совсем ясна причина мириоэдри кристаллов хромшпинелида. Такие кристаллы встречены в концентратах обогащения кимберлитов разных тел, в ксенолитах ультраосновных пород, в том числе и как включения в оливине, гранате и других минералах.

Нами изучены ограненные кристаллы хромшпинелида, представляющие их полный морфологический ряд в кимберлитах и ксенолитах ультраосновных пород в них (рис. 16). На гониометре ГД-1 измерено 20 сложноограненных кристаллов хромшпинелида; пять — из ксенолита, перидотита трубки «Мир»; один — из гранат-хромитового серпентинита трубки № 1; четырнадцать — из концентрата обогащения кимберлитов разных трубок (три — «Мир», шесть — № 1, три — № 3, по одному — «Заполярная» и «Дружба»). Юстировка исследованных кристаллов проводилась по граням октаэдра. Все грани имели зеркально-гладкую поверхность. Расчеты символов проведены с учетом отклонений измеренных сферических координат до 2° от теоретических значений φ и ρ граней, поэтому такие символы лишь в первом приближении характеризуют кристаллографическое положение граней. В большинстве случаев разница между измеренными и теоретическими значениями φ и ρ была незначительной (до $0^\circ 30' - 0^\circ 45'$). Исследование химического состава данных кристаллов не проводилось, так как кристалломорфология хромшпинелида из разных ким-

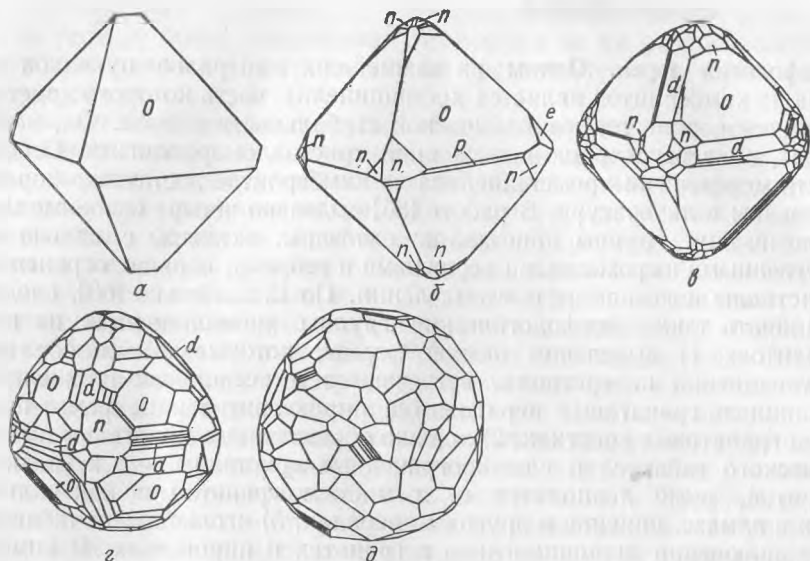


Рис. 16. Основные морфологические типы кристаллов (идеализированные многогранники) хромшпинелида из кимберлитов:

a — уплощенный по L_2 остросеребряный октаэдр; *b* — октаэдр с мелкими гранями разных простых форм на ребрах и вершинах; *c* — октаэдр в комбинации с $\{110\}$ и мелкими гранями других простых форм; *d* — кристалл переходного типа от октаэдра к мирриэдру; *e* — мирриэдрический кристалл; *o* — $\{111\}$; *d* — $\{110\}$; *n* — $\{112\}$; *p* — $\{122\}$; *e* — $\{012\}$

берлитовых тел близка, в то время как состав различен. У некоторых изученных кристаллов снимались лауэграммы для изучения степени совершенства их внутреннего строения. Размер идиоморфных кристаллов хромшпинелида колеблется от сотых долей до 2—3 мм. Габитус, как правило, октаэдрический, но часто до такой степени осложнен мелкими видинальными поверхностями на ребрах и вершинах, что грань октаэдра уменьшается или даже отсутствует, в этом случае кристалл имеет эллипсоидальную, чечевицеvidную, шарообразную форму.

На нескольких сложноограненных кристаллах хромшпинелида из кимберлитов разных тел Якутии ранее было установлено около тридцати новых для этого минерала простых форм и ошибочно отнесено к индукционным формам на основании встречаемости подобных выделений хромшпинелида в виде включений в алмазе и пиропе. Нам не известны гониометрические исследования включений хромшпинелида в алмазе, в связи с чем возможны ошибки в определении простых форм кристаллов. Однако инструментальное изучение включений граната в алмазе показало, что огранка у них «алмазная» (индуктирована алмазом), причем морфологические и структурные установки таких ограненных включений, как правило, не совпадают. Многочисленные наблюдения (правда, часто визуальные) свидетельствуют, что минералы-узники алмаза обладают как идиоморфной, так и индуктированной формой, очевидно, существуют и комбинационные образования, а также включения с поверхностями совместного роста. Гониометри-

чески были изучены четыре включения хромшпинелида в оливине из кимберлитов трубки «Удачная», на которых установлено 16 простых форм, габитус кристаллов-включений октаэдрический [60]. Отмечено наличие на изученных кристаллах хромшпинелида множества граней с очень большими значениями индексов, т. е. граней малой морфологической значимости и с чрезвычайно низкими ретикулярными плотностями сеток. Описанные включения хромшпинелида в оливине отнесены к протогенетическим и имеющим свою собственную огранку.

Проведенными исследованиями на 20 кристаллах хромшпинелида установлены почти все возможные для данного класса симметрии простые формы (табл. 9). Количество граней на кристаллах от нескольких десятков до тысячи. Как на кристаллах октаэдрического габитуса, так и на мириоэдрических наиболее распространены гексаоктаэдры (до 64,0 % всех форм), затем следуют тригон-триоктаэдры (до 12,0 %), тетрагон-триоктаэдры (до 10,3 %), тетрагексаэдры (8,0 %), октаэдры (до 3 %), ромбододекаэдр (до 2,5 %) и куб (до 0,2 %). Наиболее частые формы измеренных кристаллов хромшпинелида: октаэдр, ромбододекаэдр, среди гексаоктаэдров — {123}, {235}, {157}, {357}, {789}, {234}, {459}, {347}, {378} и др., среди тригон-триоктаэдров — {122}, {344}, {144}, {133}, {199}, {899} и др., среди тетрагон-триоктаэдров — {112}, {889}, {445}, {334}, {335}, {223}, {449} и др., среди тетрагексаэдров — {057}, {049}, {012}, {023}, {013}, {035}, {056} и др. Куб — редчайшая форма на кристаллах хромшпинелида из кимберлитов. Количество простых форм на кристаллах также различно: от десятков до сотни. Грани с символами h , k , l , меняющими значения каждый от 0 до 9, составляют 90—92 %. Почти на каждом кристалле до 8—10 % граней не могут быть охарактеризованы рациональными индексами. За исключением октаэдра, все простые формы, как правило, неполногранные (до двух-трех, редко пяти-шести граней простой формы на одном кристалле). Из них наиболее развиты (в площадном отношении и по количеству граней) часто встречающиеся формы. Как и на мириоэдрических кристаллах пиропы [49], на каждом измеренном кристалле хромшпинелида множество граней малой морфологической значимости, проявляющихся в огранке только данного кристалла, имеющие большие символы и незначительную площадь развития. Большинство установленных форм можно отнести к компликационным.

Проведенный количественный анализ встречаемости простых форм разных символов на природных кристаллах показал, что их распределение подчиняется обобщенному закону малых чисел. Вместе с тем на природных кристаллах довольно часто реализуются формы с большими символами (h , k , $l > 4$), распределены они неравномерно и могут образовывать гомологические серии. На изученных кристаллах хромшпинелида также развито довольно много форм с большими символами, особенно на кристаллах октаэдрического габитуса. Эти формы ({998}, {991}, {889}, {897}, {890} и др.) усложняют ребра и вершины октаэдров и образуют небольшие углы с {111} и {110}. Подобное явление отмечено на октаэдрах хромшпинелида из терригенных отложений мелового возраста Волыни [15]. На мириоэдрических кристаллах

Таблица 9. Простые формы кристаллов хромшпинелида из кимберлитов

| Ближайший символ | Количество измеренных граней | Ближайший символ | Количество измеренных граней | Ближайший символ | Количество измеренных граней |
|-------------------------------------|------------------------------|-----------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|
| <i>Октаэдр, ромбододекаэдр, куб</i> | | | | | |
| | | 278 | 18 | | |
| | | 135 | 17 | <i>Тригон-триоктаэдры</i> | |
| | | 138 | 17 | 122 | 20 |
| 111 | 72 | 178 | 16 | 344 | 20 |
| 110 | 65 | 249 | 16 | 144 | 17 |
| 100 | 7 | 256 | 16 | 133 | 16 |
| <i>Гексаоктаэдры</i> | | 579 | 16 | 199 | 16 |
| | | 124 | 15 | 899 | 16 |
| 123 | 42 | 236 | 15 | 255 | 13 |
| 235 | 36 | 359 | 15 | 166 | 12 |
| 157 | 35 | 456 | 15 | 277 | 12 |
| 357 | 33 | 568 | 15 | 299 | 12 |
| 789 | 33 | 368 | 14 | 388 | 12 |
| 234 | 32 | 139 | 13 | 155 | 11 |
| 459 | 31 | 269 | 13 | 177 | 10 |
| 347 | 30 | 356 | 13 | 377 | 10 |
| 378 | 30 | 489 | 12 | 599 | 10 |
| 259 | 29 | 679 | 12 | 233 | 9 |
| 189 | 28 | 125 | 11 | 566 | 9 |
| 349 | 28 | 126 | 11 | 577 | 9 |
| 134 | 27 | 467 | 11 | 455 | 8 |
| 147 | 27 | 469 | 11 | 499 | 8 |
| 149 | 27 | 367 | 10 | 788 | 8 |
| 159 | 27 | 689 | 10 | 799 | 8 |
| 257 | 27 | 678 | 8 | 477 | 6 |
| 258 | 27 | 346 | 7 | 588 | 5 |
| 589 | 27 | 128 | 4 | 677 | 5 |
| 145 | 26 | 168 | 4 | 188 | 3 |
| 158 | 26 | 238 | 4 | 355 | 3 |
| 279 | 26 | <i>Тетрагексаэдры</i> | | <i>Тетрагон-триоктаэдры</i> | |
| 179 | 25 | | | | |
| 247 | 25 | 057 | 15 | 112 | 24 |
| 578 | 25 | | | | |
| 137 | 24 | 049 | 14 | 889 | 19 |
| 167 | 24 | 012 | 13 | 445 | 18 |
| 345 | 24 | 023 | 13 | 334 | 17 |
| 156 | 23 | 013 | 12 | 335 | 16 |
| 457 | 23 | 035 | 12 | 223 | 14 |
| 127 | 22 | 056 | 12 | 449 | 14 |
| 379 | 22 | 045 | 11 | 113 | 12 |
| 458 | 22 | 067 | 11 | 114 | 12 |
| 478 | 22 | 014 | 10 | 225 | 10 |
| 136 | 21 | 037 | 10 | 338 | 10 |
| 348 | 21 | 059 | 10 | 667 | 10 |
| 389 | 21 | 058 | 9 | 559 | 9 |
| 245 | 20 | 089 | 9 | 227 | 8 |
| 289 | 20 | 015 | 7 | 557 | 8 |
| 358 | 20 | 016 | 6 | 116 | 7 |
| 479 | 20 | 027 | 5 | 447 | 7 |
| 129 | 19 | 034 | 5 | 556 | 7 |
| 148 | 19 | 078 | 4 | 558 | 7 |
| 169 | 19 | 079 | 4 | 337 | 6 |
| 239 | 19 | 025 | 3 | 115 | 5 |
| 267 | 19 | 029 | 3 | 117 | 5 |
| 567 | 19 | 038 | 3 | 119 | 5 |

| Ближайший символ | Количество измеренных граней | Ближайший символ | Количество измеренных граней | Ближайший символ | Количество измеренных граней |
|------------------|------------------------------|------------------|------------------------------|------------------|------------------------------|
| 569 | 19 | 017 | 2 | 229 | 5 |
| 146 | 18 | 018 | 2 | 778 | 4 |
| 237 | 18 | 047 | 2 | 779 | 4 |
| | | | | 118 | 3 |

хромшпинелида формы с большими индексами также нередки. Например, на сложноограненном кристалле хромшпинелида из ксенолита гранат-хромитового серпентинита трубки № 1 наиболее часто реализуемые грани представлены: {471} и {352} — по шесть граней; {231}, {291}, {491}, {691} и {573} — по пять; {341}, {361}, {561}, {571}, {592}, {120} — по четыре; {370} — по три; {998}, {991}, {232}, {343}, {252}, {150}, {790} — по две.

Таким образом, среди ограненных кристаллов хромшпинелида из кимберлитов можно выделить следующие морфологические типы: 1) острореберные октаэдры; 2) октаэдры с узкими полосами граней ромбододекаэдра; 3) октаэдры (в том числе и с {110}), осложненные на ребрах и вершинах мелкими гранями с большими символами; 4) октаэдры (в том числе и с {110}), со значительным развитием мелких граней различных символов; 5) сложноограненные — мириоэдрические кристаллы. Габитусы кристаллов хромшпинелида: октаэдрический, «мириоэдрический» и переходный между ними. Включения хромшпинелида в оливине, гранате и других минералах из кимберлитов представлены преимущественно I—IV морфологическими типами, I и III типы преобладают. Вероятно, многие из этих включений являются протогенетическими (I тип). Кристаллы хромшпинелида I и III типов зафиксированы как включения в цирконе [9]. Такая же примерно встречаемость морфологических типов хромшпинелида в ксенолитах ультраосновных пород в кимберлитах (в том числе и среди включений хромшпинелида в минералах из ксенолитов), здесь же наблюдаются и мириоэдрические кристаллы. Очевидно, не только «алмазную» огранку имеют включения хромшпинелида в алмазе, а и свою собственную, сингенетические включения могут иметь индукционные поверхности. В кимберлитах встречаются все выделенные морфологические типы кристаллов хромшпинелида, их соотношение варьирует в разных кимберлитовых телах.

Судя по идиоморфизму выделений, многие кристаллы хромшпинелида из кимберлитов представляют собой (как алмаз, гранат и другие минералы) ранние ликвидусные фазы кристаллизации ультраосновного расплава. Для большинства из них не характерны отчетливо выраженные скульптуры роста (грубая слоистость и др.), элементы полицентрического роста, двойникование, т. е. особенности быстрого роста при значительных пересыщениях, столь свойственные многим кристаллам алмаза из кимберлитов. Огранка большинства кристаллов хромшпинелида из кимберлитов определена их структурой, на них

преобладают структурно важнейшие грани октаэдра. По данным В. П. Афанасьева, лауэграммы ряда кристаллов показывают, что степень совершенства кристаллической решетки хромшпинелида понижается от остросеберного октаэдра к мириоэдрическому кристаллу (в измеренных нами кристаллах такое явление не наблюдается). Все эти данные свидетельствуют о том, что в большинстве случаев условия кристаллизации хромшпинелида были самыми благоприятными.

Трудно объяснить возникновение мириоэдрических кристаллов хромшпинелида. Распределение реализуемых на них многочисленных мелких граней вскрывает как бы промежуточные этапы его кристаллизации. На каждом измеренном кристалле много граней, проявляющихся в огранке только данного индивида. Закономерной повторяемости большинства форм на кристаллах не наблюдается, неповторяющиеся формы фиксируют как бы разные стадии роста или преобразований кристаллов. Однако появление многочисленных малоплотных граней указывает на изменение роста хромшпинелида на заключительном этапе кристаллизации. Мириоэдрические кристаллы могут быть «незрелыми», недоросшими до октаэдров или вырожденными октаэдрами. Причиной служит «голодание» кристаллов, связанное с общей эволюцией магматических расплавов (увеличение вязкости, падение концентрации питательных веществ и его затруднительное поступление к растущему кристаллу). Грани октаэдра в таком случае становятся морфологически неустойчивыми, происходит их замена на плоские вицинальные грани с большими символами. Консервация ранее образованных кристаллов хромшпинелида оливином, гранатом и другими минералами способствовала сохранению их октаэдрической огранки. Возможной причиной мириоэдрической огранки хромшпинелида может быть также его растворение и последующая регенерация вследствие попадания в неравновесные условия (например, в чуждый расплав) и приспособление к ним, стремление к восстановлению равновесия. Для идиоморфных включений хромшпинелида в ряде минералов нельзя также исключать процесс перекристаллизации. Мириоэдрические кристаллы хромшпинелида (как граната и других минералов) из кимберлитов могут быть индикаторными образованиями кимберлитов и других глубинных пород.

Хромшпинелид относится к чрезвычайно устойчивым минералам, тем не менее в кимберлитовом расплаве он подвергается коррозии, которая охватывает в первую очередь ребра и вершины октаэдра и постепенно распространяется на весь октаэдр. В. П. Афанасьев выделяет такие типы коррозии хромшпинелида:

- 1) кристаллы покрыты тонкой, неравномерной матировкой, независимой от кристаллографических направлений. Они имеют сильно закругленные вершины и ребра, вплоть до того, что приобретают шарообразную форму. В процессе растворения теряют значительную часть своей массы;

- 2) коррозия начинается на ребрах и вершинах октаэдра и захватывает все вицинальные поверхности, затем проникает в периферические части граней октаэдра. Интенсивность коррозии данного типа бывает разной: от тончайшей, только ослабляющей блеск граней, до грубой, оспенной, при которой поверхность становится наждачной. Остро-

реберные октаэдры корродируются по всей поверхности, ребра у них остаются острыми;

3) на гранях кристаллов образуются геометрически правильные фигуры, напоминающие со стороны грани черепитчатый рельеф. Потеря массы кристалла при этом незначительна.

По характеру растворения кристаллов хромшпинелида трубки Малоботубинского района отчетливо делятся на две группы: в трубках «Мир», им. XXIII съезда КПСС, № 1 растворенных кристаллов относительно мало и растворение осуществляется преимущественно по второму типу; в трубках «Амакинская», «Таежная», в жиле А-21 нерастворимых кристаллов хромшпинелида нет, растворение преимущественно по первому типу.

Включения хромшпинелида в алмазе встречаются часто. При очень незначительных колебаниях химического состава они имеют изменчивую морфологию: от остроугольных плоскогранных октаэдров до чечевицеобразных, шарообразных кристаллов, ограниченных множеством мелких впадин. В кристаллах алмаза ни разу не отмечались растворенные зерна хромшпинелида. То же можно сказать и о включениях хромшпинелида в оливине и гранате. Четкой зависимости морфологии хромшпинелида от состава не обнаружено, хотя ксеноморфные зерна этого минерала в северной части Якутской провинции представлены в основном низкохромистой разновидностью. Роль морфологии кристаллов хромшпинелида в качестве типоморфного признака пока неясна. По предварительным наблюдениям можно констатировать, что кимберлитовые тела отличаются друг от друга морфологией хромшпинелида. Так, установлено, что в большинстве алмазоносных трубок резко преобладают идиоморфные кристаллы хромшпинелида. В трубке «Мир», например, они составляют 85—90 % [119]. В неалмазоносных трубках северной части провинции («Обнаженная», «Русловая»), где больше ксенолитов гранатизированных шпинелевых лерцолитов, доминирующей морфологической разновидностью хромшпинелида являются ксеноморфные зерна, нередко удлиненной формы. Подмечено также разное соотношение морфологических типов кристаллов хромшпинелида в алмазоносных трубках.

Химический состав. Особенно много химических анализов хромшпинелида было выполнено в последнее десятилетие с помощью рентгеновского микроанализатора [90, 104, 111]. Мы располагаем большим количеством химических анализов этого минерала из кимберлитовых тел в районе трубки «Мир», из концентрата некоторых трубок и шлиховых проб, а также из ксенолитов глубинных пород разных кимберлитовых полей. Изучены представительные выборки хромшпинелида из концентрата трубок «Мир», «Спутник», Центральной дотрубочной дайки и внутритрубочной дайки. Из-за недостатка материала количество проанализированных зерен этого минерала из двух других дотрубочных даек мало (12 — из Южной и 33 — из Северной). Из табл. 10 и рис. 17 видно, что хромшпинелиды сравниваемых объектов по основным параметрам и среднему содержанию главных оксидов отличаются несущественно, кроме внутритрубочной дайки. Исключения составляют содержание хромшпинелида ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 62\%$) из алмазных пород. Его

Таблица 10. Химический состав хромшпинелида из кимберлитовых тел и ореолов Якутской кимберлитовой провинции, %

| Место отбора | Количество анализов | Al ₂ O ₃ | | \bar{x} | Cr ₂ O ₃ | | \bar{x} | TiO ₂ | | \bar{x} | От — до | От — до | Хромит из алмаз-ной ассо-циации |
|---------------------------|---------------------|--------------------------------|-------------|-------------|--------------------------------|-------------|------------|------------------|---------|-----------|---------|---------|---------------------------------|
| | | \bar{x} | От — до | | \bar{x} | От — до | | \bar{x} | От — до | | | | |
| Вилуйская область | | | | | | | | | | | | | |
| Трубка «Мир» | 186 | 19,7 (13,2) | 3,83—51,3 | 45,6 (50,8) | 18,5—64,6 | 0,44 (0,90) | 0,00—4,24 | 9,9 | | | | | |
| Трубка «Спутник» | 54 | 12,4 | 3,09—37,9 | 49,4 | 24,7—60,2 | 0,79 | 0,00—5,15 | — | | | | | |
| Догрубочная дайка: | | | | | | | | | | | | | |
| Южная | 12 | 20,6 | 6,15—41,5 | Нет данных | Нет данных | 0,22 | 0,00—0,83 | 6,06 | | | | | |
| Центральная | 217 | 13,6 | 2,07—41,0 | 51,6 | 29,1—64,9 | 0,72 | 0,00—6,21 | 0,46 | | | | | |
| Северная | 33 | 17,2 | 3,74—52,1 | 49,6 | 20,8—63,0 | 0,44 | 0,00—2,27 | 3,33 | | | | | |
| Послетрубочная дайка | 98 | Нет данных | Нет данных | 30,5 | 28,8—33,5 | Нет данных | Нет данных | — | | | | | |
| Трубка № 1 | 100 | 15,8 (9,3) | 3,73—52,6 | 48,1 (54,0) | 13,5—65,4 | 0,68 (0,93) | 0,00—3,10 | 6,0 | | | | | |
| Трубка «Айхал» | 528 | 14,6 | 1,03—47,8 | 51,4 | 20,4—66,8 | 0,31 | 0,00—4,83 | 14,3 | | | | | |
| Трубка № 3 | 373 | 12,8 | 2,71—45,0 | 47,9 | 23,9—66,1 | 1,15 | 0,00—5,49 | 6,7 | | | | | |
| Трубка «Комсомольская» | 60 | 13,9 | 4,71—39,3 | 49,5 | 13,4—65,0 | 0,65 | 0,00—4,88 | 20,0 | | | | | |
| Трубка «Сытыканская» | 116 | 3,3 | 1,45—36,6 | 48,8 | 27,7—64,8 | 0,97 | 0,00—4,92 | 2,6 | | | | | |
| Анабар-Оленекская область | | | | | | | | | | | | | |
| Заблачная дайка | 192 | 14,32 | 4,86—45,36 | 48,17 | 21,88—52,65 | 1,02 | 0,00—4,10 | — | | | | | |
| Трубка «Староскольская» | 121 | 24,85 | 1,36—50,3 | 39,48 | 17,7—55,4 | 0,88 | 0,00—9,46 | — | | | | | |
| Трубка «Унга» | 21 | 7,94 | 1,16—34,94 | 45,71 | 28,19—54,90 | 2,82 | 0,20—4,16 | — | | | | | |
| Трубка «Чамайа» | 95 | 34,24 | 8,69—68,64 | 27,87 | 7,18—52,23 | 0,56 | 0,02—0,39 | — | | | | | |
| Русло р. Бычюкы | 62 | 40,67 | 24,74—51,75 | 23,54 | 11,44—37,62 | 0,09 | 0,01—0,26 | — | | | | | |
| р. Солохут | 192 | 9,34 | 4,23—48,69 | 42,89 | 24,21—54,06 | 3,71 | 0,02—7,74 | — | | | | | |
| р. Эбелях | 216 | 10,54 | 4,86—47,54 | 42,90 | 20,85—62,5 | 3,45 | 0,03—6,25 | 0,9 | | | | | |
| р. Билях | 80 | 7,35 | 50,5—33,72 | 39,71 | 25,73—47,41 | 1,03 | 0,03—8,48 | — | | | | | |
| р. Малая Куонапка | 162 | 8,48 | 1,18—23,87 | 57,17 | 24,03—68,4 | 0,49 | 0,10—5,29 | 5,6 | | | | | |
| р. Уджа | 97 | 9,34 | 4,49—48,37 | 42,8 | 12,76—49,97 | 4,40 | 0,28—9,18 | — | | | | | |

Примечание. В скобках приведены данные Н. В. Соболева и др. [11].

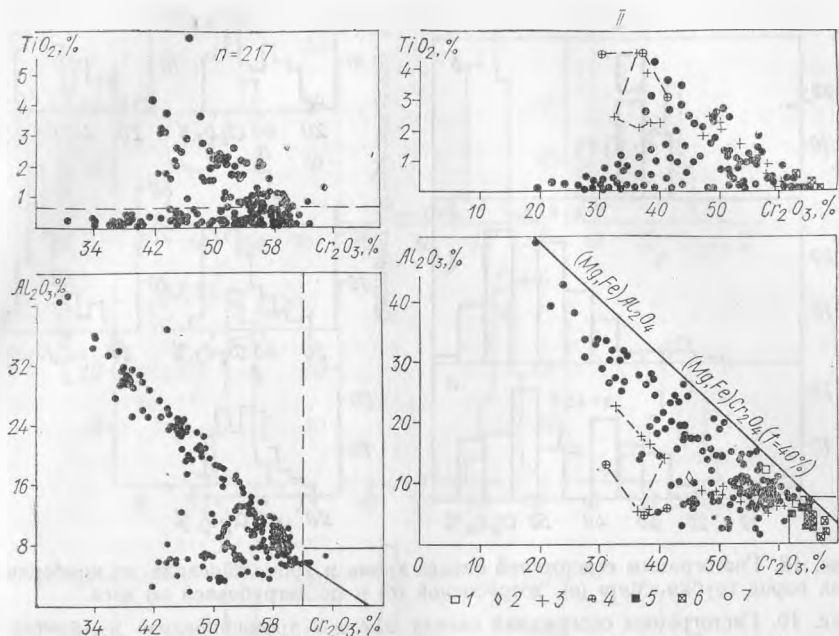


Рис. 17. Особенности состава хромшпинелида из ксенолитов глубинных пород Центральной дотрубочной дайки (I) и трубки «Мир» (II):

1 — дуниты, гарцбургиты; 2 — пироксениты (вебстериты) магнезиально-железистые; 3 — включения в гранате, в том числе зональном, обр. М-49 (соединены штриховой линией); 4 — включения в зональном гранате, обр. М-41; 5 — включения в алмазе; 6 — сростки с алмазом; 7 — кимберлитовый концентрат

количество в трубке «Мир» наиболее высокое — 9,9 %, в трубке «Спутник» и внутритрубочной дайке эта разновидность хромшпинелида не встречена, а в Центральной дайке она составляет всего 0,46 %. Данные о содержании хромшпинелида такой разновидности в двух других дотрубочных дайках (8,33 % — в Северной и 6,06 % — в Южной) не могут считаться надежными из-за малого количества проанализированных зерен.

На рис. 18 приведены гистограммы распределения проанализированных кристаллов хромшпинелида по содержанию Cr_2O_3 . Хромшпинелид из дотрубочной дайки имеет более высокое среднее содержание Cr_2O_3 (51,6 %), чем из брекчий трубки (45,6 %). Хромшпинелид из внутритрубочного кимберлита характеризуется удивительным для таких пород постоянством состава — 28,8—33,5 % Cr_2O_3 . Кроме того, хромшпинелид из внутритрубочного кимберлита практически не содержит TiO_2 (сотые доли процента). В хромшпинелиде из брекчий от 0,00 до 4,24 % TiO_2 (в среднем 0,44 %), а из дотрубочной дайки от 0,00 до 6,21 % (в среднем 0,72 %). В брекчий и дотрубочной дайке всегда отмечается хромит алмазной ассоциации, тогда как во внутритрубочном кимберлите он не обнаружен.

Кроме того, проанализировано 1792 зерна хромшпинелида из десяти кимберлитовых тел пяти полей и 809 зерен из шести шлиховых проб, взятых в водотоках северной части Якутской кимберлитовой провинции.

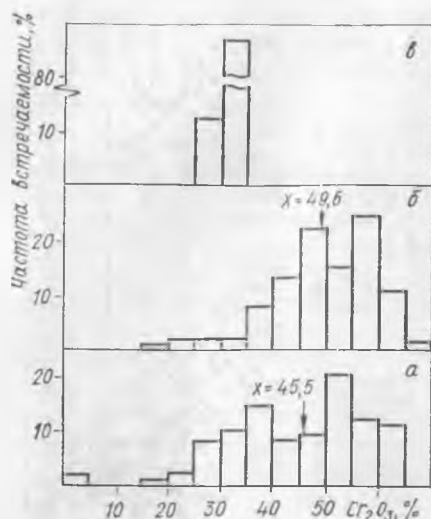
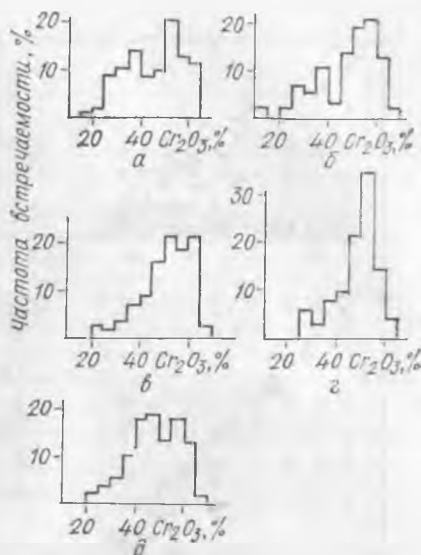


Рис. 18. Гистограммы содержаний оксида хрома в хромшпинелиде из кимберлитовых пород трубки «Мир» (а), дотрубочной (б) и послетрубочной (в) даек

Рис. 19. Гистограммы содержаний оксида хрома в хромшпинелиде из кимберлитовых трубок Вилюйской области:

а — «Мир»; б — № 1; в — «Айхал»; г — «Сытыканская»; д — № 3



Данных о составе хромшпинелида из кимберлитовых пород различных трубок в нашем распоряжении гораздо меньше, чем о составе граната. Достаточно информации лишь по отдельным трубкам Вилюйской области [111].

Для изученного хромшпинелида устанавливаются в общем такие же особенности в распределении по территории провинции, как и для граната. Хромшпинелид из трубок Малоботуобинского и Алаkitского полей характеризуется широким разнообразием в содержании каждого из компонентов (см. табл. 10, рис. 19). Характерной особенностью изученных образцов является обязательное наличие в переменном количестве хромита алмазной ассоциации, содержащего более 62 % Cr_2O_3 [103]. Хромшпинелид из трубки «Удачная-Западная» сходен по составу с хромшпинелидом из трубок Малоботуобинского и Алаkitского полей. Хромшпинелид из трубок «Академическая» и «Ленинградская» (Далдынское поле) отличается от предыдущего пониженным средним содержанием Cr_2O_3 и повышенными — TiO_2 , а также редкостью хромита алмазной ассоциации [111].

Изученный нами хромшпинелид из кимберлитовых тел и промежуточных коллекторов Анабар-Оленекской области имеет довольно широкий спектр состава, однако их общей особенностью является крайняя редкость хромита алмазной ассоциации (рис. 20). В небольшом количестве этот хромит встречается лишь в двух шлиховых пробах (реки Малая Куонапка и Эбеях, см. табл. 10). Указанные выборки по некоторым признакам можно разбить на группы. Хромшпинелид из

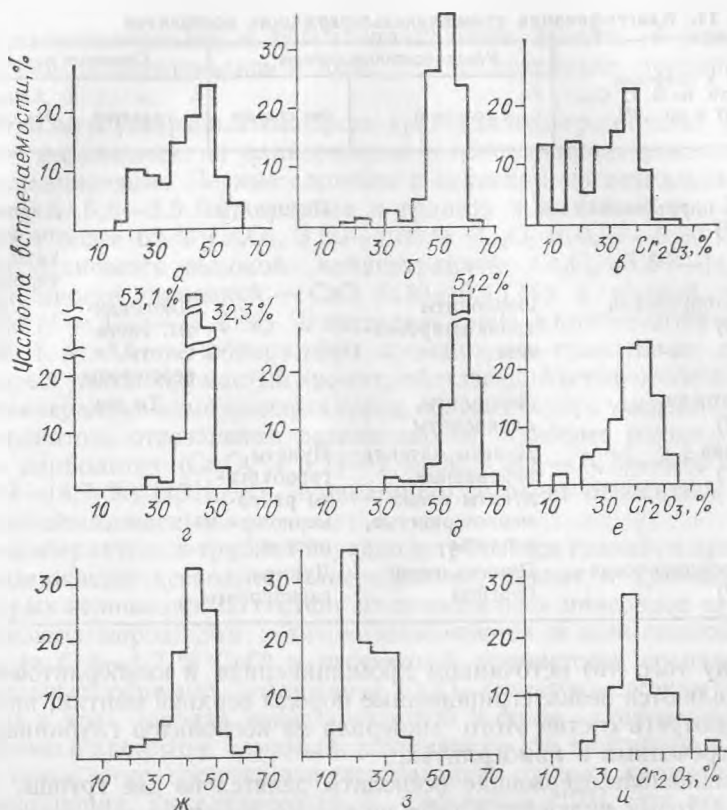


Рис. 20. Гистограммы содержаний оксида хрома в хромшпинелиде из кимберлитов и шлиховых ореолов Анабар-Оленекской области.

Трубки: а — «Старооскольская»; б — «Заоблачная», в — «Чамайа»; отложения: г — р. Солохут, д — р. Малая Куонапка, е — р. Уджа, ж — р. Эбелях, з — р. Бычкы, и — р. Биллях

трубки «Чамайа» и шлиха р. Бычкы выделяется повышенным средним содержанием Al_2O_3 (34,24 и 40,67 % соответственно) и пониженным TiO_2 (0,06 и 0,09 %). Хромшпинелид из Заоблачной дайки, трубки «Старооскольская» и шлиха р. Малая Куонапка по средним содержаниям трех основных оксидов приближается к хромшпинелиду из главоалмазонасных кимберлитовых трубок южной части провинции (см. табл. 10). Средние содержания Cr_2O_3 в хромшпинелиде из этих проб довольно велики, а в хромшпинелиде из шлиха р. Малая Куонапка оно выше всех известных для южных полей (57,15 %). Не исключено, что в данной выборке повышено количество хромита так называемого курунгского типа, характеризующегося высокой хромистостью. Хромшпинелид из остальных пяти проб выделяется высокими средними содержаниями TiO_2 . В выборки из шлиховых ореолов, по-видимому, попало некоторое количество хромшпинелида некимберлитового генезиса.

Таблица 11. Классификация хромшпинельсодержащих ксенолитов

| Фация и субфация глубинности, по В. С. Со- болеву и др. [97] | Ультраосновные породы | | Основные породы | |
|--|---|---|--|--|
| | с гранатом | без граната | с гранатом | без граната |
| Шпинель-пироксеновая (0,7 · 10 ⁹) | | Лерцолиты | | Диопсиди- ты, энстати- титы, вебс- териты |
| Шпинель-пироповая (1,7 · 10 ⁹) | Лерцолиты гранатизирован- ные | | Диопсиди- ты, энста- тититы, вебстериты | То же |
| Гросспидитовая (2,2 · 10 ⁹) | Лерцолиты, алькремиты | » | То же | » » |
| Коэситовая (3,4 · 10 ⁹) | Дуниты катакла- зированных, дуниты равно- мернозернистые, верлиты | Дуниты, гарцбург- иты равно- мернозер- нистые | | |
| Алмаз-хромпироповая (4,0 · 10 ⁹) | Дуниты, гарц- бургиты | Дуниты, гарцбургиты | | |

Ввиду того что источником хромшпинелида в кимберлитовом цементе являются дезинтегрированные породы верхней мантии, интересно рассмотреть состав этого минерала из ксенолитов глубинных пород, встречаемых в кимберлитах.

Хромшпинельсодержащие ксенолиты делятся на две группы, каждая из которых включает в себя несколько типов.

Ультрабазиты: 1) хромшпинель-гранатовые; 2) катаклазированные хромшпинель-гранатовые дуниты; 3) алькремиты; 4) гранатизированные хромшпинелевые; 5) безгранатовые хромшпинелевые.

Базит-ультрабазиты: 1) шпинель-гранатовые пироксениты (диопсидиты, энстатиты, вебстериты); 2) порфировидные шпинель-гранатовые пироксениты; 3) гранатизированные шпинелевые пироксениты; 4) безгранатовые шпинелевые пироксениты.

Анализ экспериментальных данных и оценки PT -параметров образования хромшпинелевых перидотитов и базитов по существующим геотермометрам и геобарометрам показывает, что равновесие их минеральных парагенезисов соответствует широкому интервалу температур и давлений: от области стабильного существования алмаза до пониженных P и T в верхних горизонтах мантии и в зоне перехода к земной коре.

Предварительная классификация хромшпинельсодержащих ксенолитов глубинных пород из кимберлитовых трубок приведена в табл. 11 (цифры в скобках — давление в Па).

Наиболее широкий размах PT -параметров образования характерен для гранат-хромшпинелевых и хромшпинелевых безгранатовых ультрабазитов, тогда как гранатизированные шпинелевые ультраба-

зиты, катаклазированные гранат-шпинелевые дуниты и ксенолиты пироксенитов образовались в более узком интервале температур и давлений.

Ксенолиты ультрабазитов. Среди хромшпинель-гранатовых ультрабазитов выделяются: а) алмазоносные и потенциально алмазоносные; б) неалмазоносные. Первые сложены в основном магнезиальным оливином ($f = 6,6-8,9 \%$); хромита и граната в них немного. Хромит содержит более 62 % Cr_2O_3 , 3,60—7,50 % Al_2O_3 и 0,02—0,50 % TiO_2 . Гранат отличается высокой концентрацией Cr_2O_3 (5,50—14,1 %), низкой, иногда умеренной — CaO (0,88—6,45 %) и низкой железистостью ($f = 13,3-17,2 \%$). В последнее время в кимберлитовых трубках № 1 и «Айхал» обнаружены хромшпинель-гранатовые дуниты, в которых высокохромистый хромит, обладающий всеми особенностями этого минерала из алмазоносных пород, сосуществует с умереннохромистым гранатом, отвечающим разновидности, наиболее распространенной в лерцолитах ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3,77-4,46 \%$, $\text{CaO} = 5,79-6,68 \%$, $f = 17,9-18,7 \%$) [131]. Их, по-видимому, следует относить к потенциально алмазоносным.

В кимберлитовых трубках нередко встречаются гранат- и хромшпинельсодержащие ксенолиты ультрабазитов, гранат и хромшпинелид в которых отличаются по составу от аналогичных минералов из алмазосодержащих пород. Эти отличия заключаются в повышенной кальциевости (3,8—4,7 % CaO) и переменной хромистости граната, хотя в отдельных образцах содержание Cr_2O_3 остается высоким (12 %). Хромит в этих породах менее хромистый и более глиноземистый по сравнению с хромитом алмазной ассоциации. На диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ точки этого хромита ложатся недалеко от поля хромита алмазной ассоциации, выделенного Н. В. Соболевым [103]. Эти ксенолиты с некоторой долей условности мы относим к коэситовой субфации глубинности. Здесь следует подчеркнуть, что пока нет надежных критериев для разделения ксенолитов гранат-хромшпинелевых ультрабазитов (так же, как и безгранатовых разновидностей этих пород) на образования коэситовой и менее глубинной гроспидитовой субфаций, не всегда возможно провести границу между ксенолитами хромшпинельсодержащих базит-ультрабазитов шпинель-пироповой и гроспидитовой субфаций. Поэтому приведенная в табл. 11 схема разделения ксенолитов по фациям и субфациям должна рассматриваться как предварительная.

Хромшпинель-гранатовые ультрабазиты гроспидитовой субфации представлены в основном лерцолитами с повышенным содержанием клино- и ортопироксенов и переменным количеством умереннохромистого граната (3—5 % Cr_2O_3). Наиболее широко ксенолиты этих пород представлены в трубке «Мир». Объемное содержание в них хромшпинелида не превышает 1 %. Этот минерал относится к умереннохромистой разновидности.

Катаклазированные хромшпинель-гранатовые ультрабазиты редки. Они встречаются только в трубке «Удачная» (два образца описаны Н. В. Соболевым и Н. П. Похиленко [111], два — нами [132]). Похожие ксенолиты обнаружены также в кимберлитах трубки № 3. Это

существенно магнезиальные породы, сложенные оливином, гранатом и хромшпинелидом. Они характеризуются четко выраженным катаклазом, которому подвергся главным образом оливин и в меньшей степени хромшпинелид. Оливин образует мозаику мелких зерен (доли миллиметров), он несколько более железистый ($f = 9,3-9,6 \%$), чем в большинстве равномернозернистых ультрабазитов. Гранат высокохромистый (Cr_2O_3 6,62—9,61 %), с умеренным содержанием CaO (5,0—6,4 %) и повышенным — TiO_2 (0,82—0,99 %), повышенной железистостью ($f = 18,0-20,4 \%$). Интересен состав хромита: высокие концентрации TiO_2 (2,5—6,44 %), ульвошпинелевый компонент составляет 6—15 %. В нем также повышено содержание магнетитового компонента. На диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 21) хромшпинелид из катаклазированных ультрабазитов образует самостоятельный тренд. Точки этого минерала располагаются в области пониженной концентрации Al_2O_3 , причем первичные зерна хромшпинелида относятся к более высокохромистой разновидности, чем вторичные, образованные в процессе келифитизации первичных. На диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ точки хромшпинелида из катаклазированных ультрабазитов также образуют обособленное поле, резко отличаясь от хромшпинелида других типов и разновидностей по содержанию TiO_2 . Находки в кимберлитовых трубках катаклазированных гранат- и хромшпинель-содержащих ультрабазитов, хромшпинелид которых отличается стабильным содержанием TiO_2 , снимают вопрос об источнике титанистого хромшпинелида из кимберлитовых концентратов трубок «Академическая», «Ленинградская», «Удачная» и др.

Алькремиты [73] — очень редкие породы, сложенные высокомагнезиальным низкохромистым хромшпинелидом и гранатом. Хромшпинелид содержит от 1 до 8 % Cr_2O_3 ; 60—66 % Al_2O_3 ; 6—10 % FeO . Редкие нодулы алькремитов обнаружены в трубках «Удачная», «Мир», «Обнаженная».

Гранатизированные хромшпинелевые ультрабазиты характеризуются реакционным развитием граната по хромшпинелиду. Гранат образует вокруг реликтовых зерен хромшпинелида каймы переменной ширины: от долей до первых миллиметров. Среди гранатизированных шпинелевых ультрабазитов преобладают дерцолиты, которые в трубке «Обнаженная» имеют высокое содержание клино- и ортопироксена. Объемное содержание хромшпинелида, как правило, не превышает 5 %. Он представлен как средне-, так и низкохромистой разновидностью, из-за чего в гранате также меньше Cr_2O_3 (2—3,5 %).

Собственно хромшпинелевые безгранатовые ультрабазиты — наиболее широко распространенные типы ксенолитов среди описываемых. До недавнего времени практически все ксенолиты безгранатовых хромшпинелевых ультрабазитов относились к шпинель-пироксеновой фации, одной из наименее глубинных. Однако обнаружение в трубке «Айхал» алмазоносных хромшпинелевых серпентинитов (дунитов), а также появившиеся в последнее время анализы хромшпинелида из неалмазных разновидностей этих пород свидетельствуют о том, что наряду с действительно малоглубинными разновидностями в алмазоносных трубках встречаются глубинные хромшпинелевые ультрабазиты алмаз-хромпиропо-

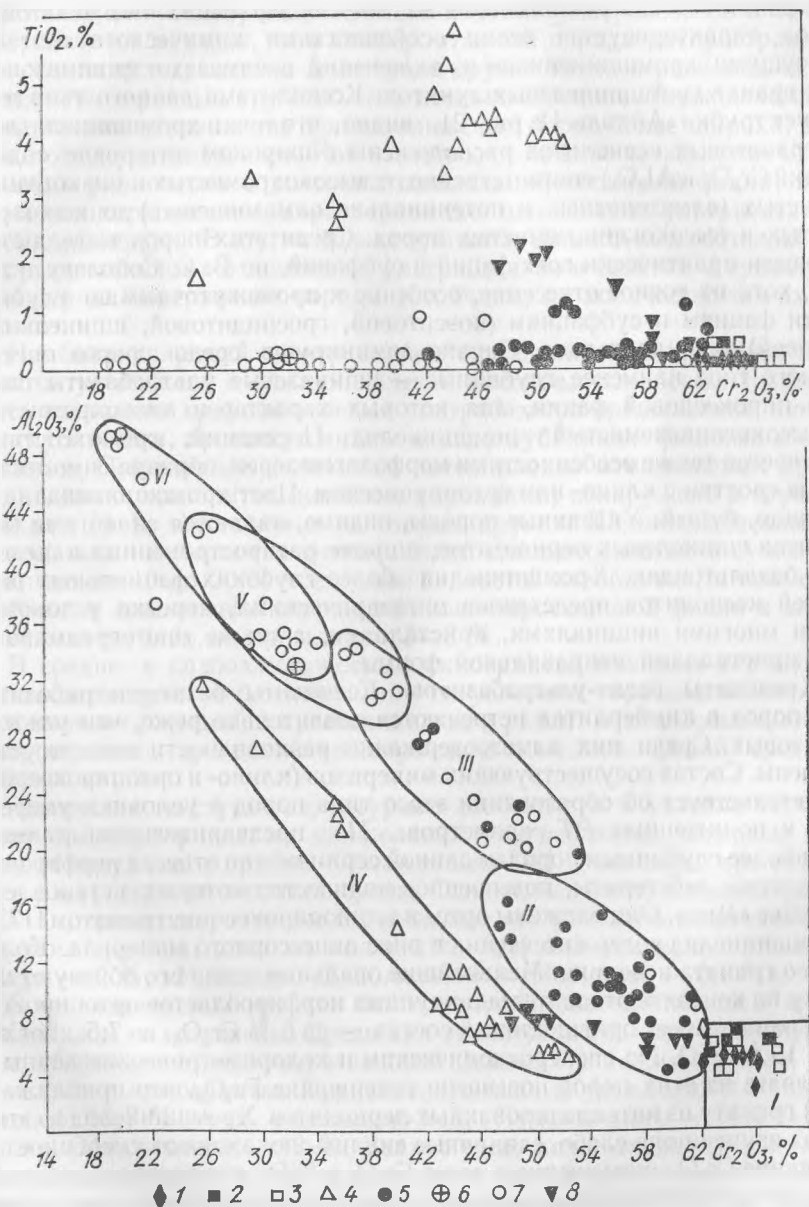


Рис. 21. Особенности состава хромшпинелида в зависимости от глубинности пород. Фации и субфации: I — алмаз-хромпироповая, II — коэситовая, III — гроспидитовая, IV — катаклазированных дунитов, V — шпинель-пироповая, VI — шпинель-пироксеновая; породы: 1 — алмазоносные дуниты и гарцбургиты, 2 — потенциально алмазоносные гранатовые дуниты и гарцбургиты, 3 — то же, безгранатовые, 4 — катаклазированные дуниты, 5 — гранат-хромшпинелевые ультрабазиты, 6 — гранатизированные ультрабазиты; 7 — шпинелевые ультрабазиты; 8 — включения в высокохромистом гранате

вой фации [150]. Хромшпинелид из алмазосодержащих безгранатовых пород характеризуется всеми особенностями химического состава, присущими хромшпинелидам из включений в алмазах и из алмазоносных гранат-хромшпинелевых дунитов. Ксенолитами данного типа изобилует трубка «Айхал». Из рис. 21 видно, что точки хромшпинелида из безгранатовых ксенолитов расположены в широком интервале содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 : соответственно от высокохромистых и низкоглиноземистых (алмазоносных и потенциально алмазоносных) до низкохромистых и высокоглиноземистых пород. Среди этих пород выделяются разности практически всех фаций и субфаций, по В. С. Соболеву и др. [97], хотя их точное отнесение, особенно к промежуточным по глубинности фациям и субфациям (коэситовой, гроспидитовой, шпинель-пироповой) затруднительно. Однако доминируют среди пород описываемого типа наименее глубинные — шпинелевые ультрабазиты шпинель-пироксеновой фации, для которых характерен низкохромистый и высокоглиноземистый хромшпинелид. Последний, кроме состава, отличается также особенностями морфологии зерен, образуя симплектитовые сростки с клино- или ортопироксеном. Цвет хромшпинелида, как правило, бурый. Указанные породы, видимо, являются аналогами ксенолитов шпинелевых перидотитов, широко распространенных в щелочных базальтоидах. Хромшпинелид более глубоких фациальных разностей ксенолитов представлен октаэдрическими, нередко усложненными многими вициальными, кристаллами, а также многогранниками или кристаллами неправильной формы.

Ксенолиты базит-ультрабазитов. Ксенолиты базит-ультрабазитовых пород в кимберлитах встречаются значительно реже, чем ультрабазитовых. Среди них алмазосодержащие разновидности пока не установлены. Состав сосуществующих минералов (клино- и ортопироксенов) свидетельствует об образовании этого типа пород в условиях умеренных и пониженных PT -параметров. По предварительным данным к наиболее глубинным породам данной серии можно отнести порфиоровые гранатовые вебстериты, повышенное количество которых установлено в трубке «Мир». Они сложены орто- и клинопироксеном, гранатом [132]. Хромшпинелид содержится в них в виде акцессорного минерала. Количество граната невелико. Мельчайшие овальные зерна его образуют цепочку на контакте относительно крупных порфиробластов ортопироксена. Гранат имеет оригинальный состав — до 6 % Cr_2O_3 , до 7,5 % CaO и до 15 % FeO . По спектроскопическим и колориметрическим данным, в гранате из этих пород повышено содержание Fe_2O_3 , что приближает его к гранату из катаклазированных лерцолитов. Хромшпинелид из этих пород изучен пока слабо, единичные анализы показывают умеренное содержание Cr_2O_3 , повышенную долю Fe_2O_3 и TiO_2 , что явно свидетельствует об образовании их в условиях высокого потенциала кислорода.

Гранатизированные хромшпинельсодержащие пироксениты, как правило, представлены вебстеритами, в которых пластинчатые и ламеллевидные выделения хромшпинелида замещаются гранатом. Состав хромшпинелида в этих породах изучен слабо.

Безгранатовые шпинелевые пироксениты — малоглубинные породы верхней мантии, в кимберлитах распространены ограниченно.

Анализ данных изучения хромшпинелевых ультрабазитов и базитов ультрабазитов показал, что в кимберлитах эти породы распространены довольно широко, хотя их доля среди других типов и разновидностей ксенолитов в разных трубках относительно невелика. Термодинамические условия образования хромшпинелевых пород более широки, чем гранатовых ультрабазитов. Как известно, последние не образуют минерального равновесия в условиях шпинель-пироксеновой фации, в то время как парагенезисы, характерные для шпинелевых ультрабазитов, здесь доминируют. В других более глубоких фациальных обстановках, которые выделены в основном по ультрабазитам и базитам с гранатом, хромшпинельсодержащие породы устойчивы, но количество там их невелико.

Наиболее широкий спектр состава хромшпинельсодержащих ксенолитов установлен в алмазонасных и высокоалмазонасных трубках. Здесь ксенолиты хромшпинелевых ультрабазитов представлены наиболее глубинными, промежуточными и малоглубинными фациями и субфациями. Повышенное количество потенциально алмазонасных хромшпинелевых ксенолитов (наиболее глубинных) обнаружено в трубках «Айхал», № 1, «Удачная» и некоторых других. Шпинельсодержащие ксенолиты в кимберлитах с повышенной алмазонасностью в сумме составляют от 10 до 20 % всех разновидностей ксенолитов, а наименее глубинные шпинелевые породы шпинель-пироксеновой фации в алмазонасных трубках не превышают 5—8 %.

В средне- и слабоалмазонасных кимберлитах наиболее глубинные алмазсодержащие и близкие к ним по условиям образования породы (коэситовая субфация) с хромшпинелидом редки. В них более широко распространены хромшпинельсодержащие ксенолиты фаций средних и малых глубин.

Интересны текстурно-структурные особенности и условия образования гранатизированных шпинелевых ультрабазитов. Впервые они были обнаружены в трубке «Обнаженная» [22], считалось, что только здесь распространен этот тип породы. Однако, как показали наши исследования, гранатизированные шпинелевые ультрабазиты встречаются и в других трубках, хотя их количество там, как правило, невелико («Мир» — 2 %, «Удачная», «Заполярная» и «Новинка» — 0,7 %).

В неалмазонасных трубках наиболее глубинные ксенолиты с хромшпинелидом не встречены. Среди них значительно больше шпинелевых ультрабазитов шпинель-пироксеновой фации. По нашим данным, эти ксенолиты в кимберлитах Куранахского поля (Куонапский район) составляют 57,7 % всех разновидностей, Лучаканского — 45,5 %, в трубке «Обнаженная» — 13 %. Велико содержание ксенолитов шпинелевых ультрабазитов в кимберлитах ряда трубок Лесото и ЮАР. Так, в некоторых трубках Лесото их содержание достигает 50 %, в трубке «Летсенг-ля-Терае» — 25,4 %, в трубке «Премьер» — 14,0 %.

Таким образом, можно заключить, что в алмазонасных трубках повышено количество ксенолитов с высокохромистым хромшпинелидом. Поэтому данный признак можно использовать в качестве критерия алмазонасности. В кимберлитах Якутской провинции от центральных ее районов к северным существенно возрастает содержание ксенолитов

Таб лица 12. Кристалломорфологические особенности кристаллов циркона из кимберлитов

| Трубка | Породы | Цвет | Размер вдоль [001], мм |
|------------------|--|----------------------------|----------------------------|
| «Мир» | Кимберлит, концентрат обогащения | Светло-желтый и бесцветный | До 5 и больше |
| «Айхал» | То же Ксенолит апатит-ильменит-цирконовой породы в кимберлите | Светло-розовый Розовый | 0,8 До 0,5, реже до 3,5 |
| «Малокуонапская» | Кимберлит, концентрат обогащения | Светло-желтый | До 3 |
| «Коффифонтейн» | То же | Светло-желтый и бесцветный | До 10 |
| «Секаменг» | » » | Лиловый | 0,8 |
| «Ягодка» | Пикритовый порфирит, концентрат обогащения | Светло-розовый | До 2—3 и более |

малоглубинных шпинелевых лерцолитов и гранатизированных разностей этих пород. В кимберлитах Африки повышено содержание шпинелевых ксенолитов небольших глубин и практически не встречены гранатизированные шпинелевые ультрабазиты.

ЦИРКОН

Циркон — характерный минерал кимберлитовых пород ряда трубок и жил. Это позволило рекомендовать его при поисках месторождений алмаза [43]. В Якутской кимберлитовой провинции циркон обнаружен в трубках «Мир», № 1, «Таежная», «Амакинская» Малоботуобинского района, «Коллективная», «Светлая», «Искорка», «Сытыканская», № 3 Далдыно-Алаkitского района, «325 лет Якутии» Верхнемунского района, «Дружба», «Чомур», «Рассвет», «Светлая», «Поздняя», «Надежная», «Уральская» Среднеоленинского района, жила № 5, трубки «Слюдянка», «Токур», «Муза», «Ирина» Нижнеоленинского района, «Хризолитовая» и «Маричка» Приленского района. Повышенные концентрации циркона выявлены в кимберлитовых трубках и жилах Лесото («Као», «Мотае»), ЮАР («Монастери»), Ботсваны («Орапа») и других районов Африки [149, 165, 166].

| Простые формы | | Удлине- ние | Изученность кристаллов |
|-----------------------|--|----------------|--|
| Габитусные | Второстепенные | | |
| 110, 111 | 101; 201; 552; 853 | 1:1—1:2 | Единичные кристаллы; простые формы установлены по реликтам огранки |
| 110, 111 | 311; 221; 11.2.4 | 1:2,5 | Один многогранник |
| 110, 101, 311 | 311; 504; 403; 301; 100; 913; 612; 11.2.4; 414; 212; 211; 111; 773 | 1:3 | Десятки индивидов |
| 110, 111 | | ? | Единичные кристаллы; простые формы установлены по реликтам огранки |
| 110, 111 | | ? | То же |
| 110, 100, 111, 311 | | 1:3 | Один многогранник |
| 110, 111, 311, 101 | 001; 105; 302; 201; 703; 712; 16.2.3; 515; 513; 512; 416; 415; 414; 413; 411; 725; 316; 313; 312; 311; 14.5.9; 13.5.8; 13.5.5; 522; 213; 211; 421; 959; 533; 531; 322; 321; 641; 757; 11.8.10; 432; 431; 11.9.12; 11.9.11; 11.9.5; 11.9.3; 11.9.2; 652; 763; 115; 114; 113; 112; 334; 554; 443; 332; 553; 221; 773; 552; 331; 441; 661; 991; 16.16.1; 100; 20.1.0; 810; 610; 510; 310; 520; 410; 210; 320; 11.9.0 | 1:2—1:3 | Многочисленные индивиды |

Содержание этого минерала в кимберлитах обычно невелико. Как правило, это редкие зерна, которые благодаря свечению в рентгеновских лучах извлекаются из концентрата кимберлитов вместе с алмазом. Следовательно, сведения о содержании циркона в опробованных на алмазы кимберлитовых трубках можно считать вполне достоверными. Наиболее высокое количество циркона зафиксировано в трубке «Коллективная» (0,005 %).

Циркон из кимберлитов обладает целым рядом минералого-геохимических особенностей, позволяющих надежно отличать его от циркона из других пород. Преобладают округлые и корродированные зерна, идиоморфные кристаллы — редкость, для индивидов циркона характерны относительно большие размеры, наличие спайности по нескольким плоскостям, признаки деформации кристаллов, плотность структуры, обилие жидких вторичных включений в залеченных трещинах и др.

Циркон из кимберлитов, в том числе из ксенолитов глубинных пород в кимберлитах и базальтах, представлен в основном овальными корродированными зернами. Немногочисленные данные его кристалломорфологии, имеющиеся в специальной литературе, основаны на визуальных наблюдениях, что допускает возможные ошибки в определении простых форм.

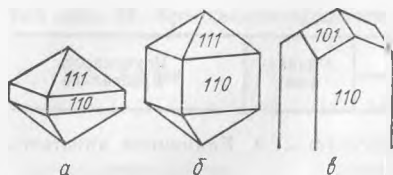


Рис. 22. Габитусные типы кристаллов циркона из кимберлитов трубок «Мир», «Малокуонапская», «Коффифонтейн»:

a — редкие отрицательные дипирамидальные кристаллы; *б* — наиболее распространенная форма крупных кристаллов типа $\{110\} + \{111\}$; *в* — редкие кристаллы типа $\{110\} + \{101\}$

Большинство исследователей для кристаллов циркона из кимберлитов отмечает короткопризматический габитус с развитием форм $\{110\}$ и $\{111\}$. Огранка гиацинтового типа $\{100\}$ — $\{111\}$ зафиксирована у включения кристалла циркона из кимберлитовой трубки «325 лет Якутии». В литературе отмечается также развитие на кристаллах циркона из кимберлитов призмы первого и второго рода, дипирамид и пинакоида. Включения мелких кристаллов с гиацинтовым и цирконовым типом огранки в пиробазах

из россыпей Чешского Среднегорья описаны Я. Бауэром [147]. На гониометре был исследован один резорбированный кристалл циркона из трубки «Мир». Кроме основных форм роста $\{110\}$ и $\{111\}$, на этом кристалле установлено множество форм растворения, соответствующих различным тетрагональным и дитетрагональным дипирамидам.

На гониометре ГД-1 исследовалась кристаллография циркона из кимберлитов, ксенолитов в них и кимберлитоподобных пород (табл. 12). Крупные кристаллы из кимберлитов (трубки «Мир», «Малокуонапская», «Коффифонтейн»), габитус которых восстановлен по реликтам первоначальной огранки, представлены короткопризматическими индивидами с участием основных форм — призмы $\{110\}$ и дипирамиды $\{111\}$ (рис. 22). Габитусные дипирамидальные $\{111\}$ формы такого циркона зафиксированы в виде включений отрицательных кристаллов в округлых зернах. Редко наблюдается комбинация форм $\{101\}$ — $\{110\}$. Удлинение крупных кристаллов циркона из кимберлитов, очевидно, не превышает 1 : 3. В этих же кристаллах хорошо проявлена спайность по $\{110\}$ и $\{111\}$, отмечавшаяся и в более ранних работах. Вероятно, в данном случае на кристаллах развиты самые первые габитусные формы, не обогащавшиеся гранями на поздних стадиях кристаллизации.

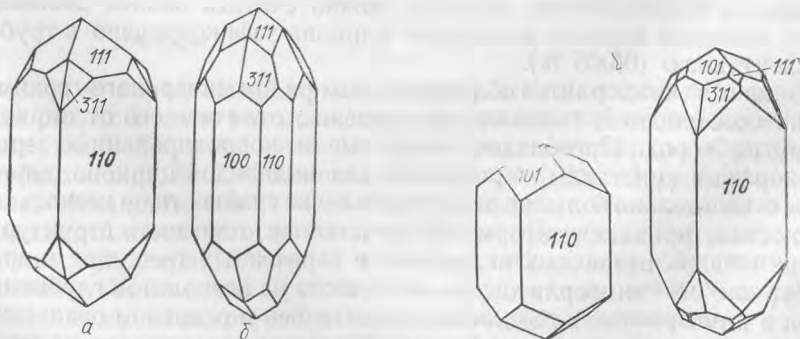


Рис. 23. Габитусные типы кристаллов циркона из кимберлитов трубки «Айхал» (*a*) и тела «Секамент» (*б*)

Рис. 24. Габитусные типы мелких кристаллов циркона из ксенолита апатит-ильменит-цирконовой породы в кимберлите трубки «Айхал»

Более сложная морфология у мелких кристаллов циркона из кимберлитов трубки «Айхал» и тела «Секаменг». Их огранка (рис. 23) осложнена дипирамидой $\{311\}$, а также призмой $\{100\}$ у циркона из тела «Секаменг». Если по включениям разных минералов в крупных овальных корродированных зернах циркона из кимберлитов большинство их относится к ультраосновным породам, то генетическая принадлежность многогранников циркона из концентрата обогащения трубки «Айхал» и тела «Секаменг» не ясна. Тем более, что по спектру поглощения в видимой области лиловый циркон из тела «Секаменг» не имеет аналогов не только среди разновидностей циркона из кимберлитов, но и среди природных и синтетических его представителей вообще. По данным В. И. Вуйко, в спектре поглощения в видимой области этого циркона наблюдаются широкие полосы с максимумами при 415 и 555 нм.

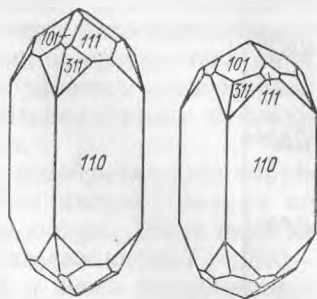


Рис. 25. Габитусные типы кристаллов циркона из пикритовых порфириров трубки «Ягодка»

Своеобразна морфология кристаллов циркона из ксенолита апатит-ильменит-цирконовой породы в кимберлите трубки «Айхал». На головках этих призматических кристаллов развита комбинация форм $\{101\}$ и $\{311\}$, иногда также других второстепенных дипирамид (рис. 24). Встречаются параллельные сростки двух и больше индивидов. Кристаллы циркона из этого включения отличаются от крупных кристаллов циркона из кимберлитов некоторыми физическими характеристиками [128], а также содержанием элементов-примесей.

Богаты простыми формами призматические кристаллы циркона из пикритовых порфириров трубки «Ягодка» (рис. 25). По их набору они ближе всего к циркону из ксенолита апатит-ильменит-цирконовой породы, однако термолюминесценция их отличается, в том числе и по сравнению с крупными кристаллами циркона из кимберлитов [128].

Циркону из кимберлитов свойственна самая простая огранка — $\{110\}$ — $\{111\}$. Как известно, теоретический ряд форм циркона имеет следующий вид: $\{111\}$, $\{110\}$, $\{121\}$, $\{102\}$, $\{100\}$, $\{331\}$. Очевидно, все параметры минералообразующей среды были благоприятными для наиболее полного проявления структуры циркона из кимберлитов в морфологии его кристаллов. Этот вывод подкрепляется наличием четкой спайности по самым важным плоскостям в цирконе из кимберлитов, довольно однородным его строением, отсутствием зональности. Различие в морфологии других изученных разновидностей циркона из кимберлитов и ксенолитов в них можно объяснить динамикой поведения кристаллов в разной минералообразующей среде.

На свежих сколах циркон почти прозрачен с блеском, близким к алмазному. Размер зерен колеблется от долей миллиметра до 2,5 см, преобладают зерна 1—3 мм. Цвет в большинстве случаев бледно-розовый, иногда бледно-желтый, встречаются бесцветные зерна.

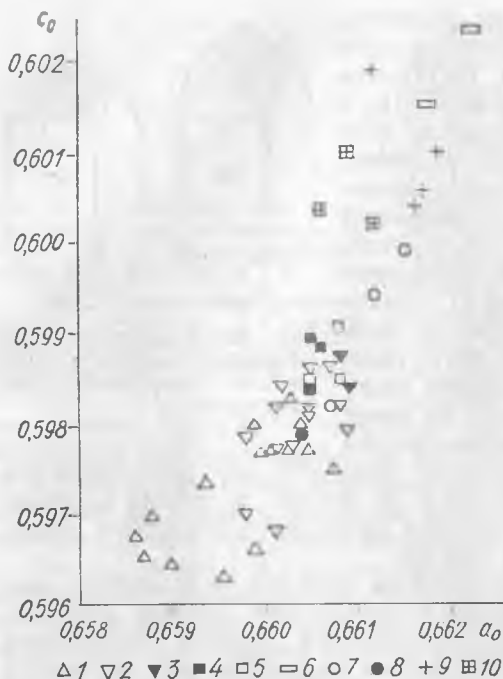


Рис. 26. Параметры a_0 и c_0 (в нм) элементарной ячейки циркона:

1 — из кимберлитов, по литературным данным; 2 — то же, данные авторов; 3 — из ксенолита апатит-ильменит-цирконовой породы, то же; 4 — из пикритовых порфиритов, то же; 5 — из карбонатитов, то же; 6 — из пегматитов, по литературным данным; 7 — из других пород, то же; 8 — синтетический циркон, то же; 9 — из гранитов, данные авторов; 10 — из других пород, то же

Многие зерна циркона покрыты тонкой (0,1—0,4 мм) серой или серовато-белой корочкой, прочно связанной с веществом циркона. По данным П. Крестена [165, 166], в состав корочки входят различные модификации ZrO_2 .

А. А. Краснобаев [56] исследовал особенности строения первичных поверхностей зерен циркона при увеличениях в 100—600 раз. Он обнаружил множество фигур травления различной конфигурации: микротреугольники, каналы травления, образующие микрочерепитчатую и занозистую поверхность. По его мнению, циркон из кимберлитов испытывал интенсивные хрупкие и пластические деформации. Хрупкие деформации проявились в виде систем субпараллельных или криволинейных трещин, пластические — в виде линий скольжения на гранях {110}, иногда переходящих на грани {111}. При сопряжении хрупких и пластических деформаций кристаллы способны дробиться на части, ограничен-

ные плоскими поверхностями с разной скульптурой.

У всех кристаллов циркона из кимберлитов параметры элементарной ячейки близки и часто меньше, чем у кристаллов другого происхождения (рис. 26). П. Крестен с соавторами [166] установили, что молярный объем циркона из кимберлитов из-за уплотнения решетки на 1 % меньше, чем у циркона из других пород. В уплотнении решетки первостепенную роль играют давление и относительная чистота (от элементов-примесей) кристаллов циркона из кимберлитов, в небольшом количестве он содержит только гафний. Именно с возрастанием $Hf/(Hf + Zr)$ в синтезированных соединениях $ZrSiO_4-HfSiO_4$ зафиксировано постепенное уменьшение параметров a_0 и c_0 . Установлено также, что расширение объема элементарной ячейки циркона может быть результатом структурного разрушения, вызванного радиоактивностью. Как известно, циркон из кимберлитов содержит минимальное количество радиоактивных элементов. Возрастание содержания U и Th в нем наблюдается с появлением окраски. Более плотная

структура циркона из кимберлитов может отражать высокобарические условия его кристаллизации. Подобные примеры уплотнения структур характерны для минералов верхней мантии по сравнению с теми же минералами земной коры. Уменьшение параметров элементарной ячейки минералов происходит также с повышением степени метаморфизма пород, например, у граната и циркона.

Для исследования окраски циркона была подобрана серия образцов с довольно интенсивным буровато-желтым цветом, близким по тональности к дымчато-цитриновым разностям кварца. Такая окраска кристаллов относится к радиационной: при нагревании до $T = 300\text{—}400^\circ\text{C}$ кристаллы полностью обесцвечиваются и вновь окрашиваются под воздействием жесткого гамма-излучения или рентгеновских лучей.

Основная особенность спектров оптического поглощения циркона Якутии — интенсивное коротковолновое поглощение, захватывающее часть видимого диапазона спектра (фиолетовую, синюю, зеленую области) и обуславливающее появление соответствующей окраски. Поскольку существуют бесцветные зерна циркона, естественно считать, что желтая окраска не связана с фундаментальным (собственным) поглощением ZrSiO_4 , а обусловлена наличием дополнительных полос поглощения в УФ-области, длинноволновый край которых фиксируется в видимой части спектра. Для проверки этого предположения был получен спектр поглощения тонкой (0,3 мм) полированной плоскопараллельной пластинки желтого циркона в области 200—400 нм. Исходя из имеющихся данных можно заключить, что окраска исследованного циркона обусловлена наложенной на края собственного поглощения широкой интенсивной полосой $\lambda = 38\,000\text{ см}^{-1}$, длинноволновый край которой определяет дополнительное поглощение на коротковолновом участке видимого диапазона спектра. Очевидно, что плотность окраски кристаллов зависит от интенсивности этой полосы. Поскольку буровато-желтый цвет циркона термически неустойчив и кристаллы при прогреве образцов до $T = 300^\circ\text{C}$ обесцвечиваются, можно считать, что полоса поглощения $38\,000\text{ см}^{-1}$ связана с электронно-дырочными центрами.

Согласно многочисленным данным ЭПР-исследований природного циркона, наиболее распространен в нем локализованный на кремнекислородном тетраэдре дырочный центр $\text{O}^-(\text{SiO}_4^{3-})$, который фиксируется во многих силикатах, обуславливая появление в их оптических спектрах интенсивной полосы поглощения в УФ-области, близкой по энергии к полосе $38\,000\text{ см}^{-1}$ в желтом цирконе. По-видимому, вхождение различных примесных ионов в структуру циркона, особенно в случае гетеровалентного изоморфизма, $\text{Zr}^{4+} \leftarrow \text{M}^{3+}$, способствует возникновению центров окраски $\text{SiO}_4^{\cdot+}$, которые и обуславливают желтый цвет циркона Якутии.

Исследовались также люминесцентные и термолюминесцентные свойства циркона по методике, изложенной в работе [128]. Спектры люминесценции у всех изученных образцов циркона однотипны, отличается лишь интенсивностью полоса с максимумом при 675 нм. В нем выделяется три группы максимумов полос свечения: при 550, 610 и

675 нм. Интенсивность этих полос резко возрастает от коротковолновой к длинноволновой части спектра. Особенностью изученных образцов циркона являются следующие два обстоятельства: существенно урановый тип люминесценции и наличие мощной полосы свечения в области 675 нм, что отличает данный циркон от всех описанных в литературе. Возможно, что это типоморфная особенность циркона из кимберлитов и связанных с ними пород.

Следует отметить, что визуальное люминесценция порошков и кристаллов в ультрафиолетовых лучах имеет желтое свечение во всех частях образцов. Здесь можно подчеркнуть несовершенство визуального наблюдения люминесценции: красные и зеленые тона свечения исследованных образцов на фоне существенно желтого света незаметны.

Термолюминесценция изученных образцов циркона отличается двумя максимумами яркости — при температуре 220 и 355 °С. По свойствам термолюминесценции исследованные образцы циркона могут быть разделены на три группы, которым соответствуют три генетических типа: 1) у всех образцов из кимберлитов и у розового циркона из пикритов трубки «Ягодка» Алданского района наиболее интенсивный максимум фиксируется при $T = 350$ °С; 2) у бледно-розового циркона из пикритов трубки «Ягодка» отмечается резкий максимум при $T = 220$ °С; для этого типа характерно значительное увеличение общей светимости образца; 3) существенно отличается термолюминесценция образца циркона из ксенолита апатит-ильменит-цирконового породы трубки «Айхал»: относительно пологая кривая термолюминесценции со слабо выраженным максимумом при $T = 270$ °С.

Таким образом, по люминесценции образцы циркона из кимберлита составляют особую группу с полосой $\lambda = 675$ нм в спектре, а по термолюминесценции среди них можно выделить три группы, соответствующие разным генетическим типам.

Характерно постоянство состава циркона независимо от месторождения (табл. 13). Содержание примесей редких и радиоактивных элементов исключительно низкое, что является типоморфным признаком этого минерала из кимберлитов. Этим он отличается от циркона из коровых пород. В цирконе установлено повышенное содержание HfO_2 [21], отношение Zr/Hf в образцах из трубки «Мир» равно 50 (колебание 32—59; 10 определений). П. Крестен в работе [165] приводит следующие отношения Zr/Hf : для трубок «Летсег-ля-Терае» — 48; «Нзег» (Танзания) — 46; «Мотае», «Као» и дайка № 170 (Лесото) — 35, 21 и 39 соответственно.

При определении изотопного возраста кимберлитов по соотношению изотопов урана и свинца в цирконе с высокой точностью было проанализировано содержание урана в этом минерале из кимберлитов Африки, Якутии и других регионов [36]. В кимберлитах Африки оно варьирует от 5,6 до 39,9 г/т, среднее из 18 определений равно 17,2 г/т. В бразильских кимберлитах — 21,9 г/т (пределы колебания 13,5—47,5 г/т; 6 определений). Содержание урана в цирконе из кимберлитов Якутии колеблется от 4,3 до 38,7 г/т, среднее из 27 определений составило 12,2 г/т. Повышенное содержание урана установлено в цирконе из

Таблица 13. Химический состав циркона из кимберлитов и ксенолитов, %

| Компонент | 1 | 2 | | 3 | | 4 | |
|--------------------------------|---------|----------------|------|---------------|-------|---------------|------|
| | | \bar{x} (11) | S | \bar{x} (5) | S | \bar{x} (3) | S |
| SiO ₂ | 31,1 | 32,70 | 0,57 | 34,0 | 0,21 | 28,43 | 1,99 |
| ZrO ₂ | 69,7 | 65,21 | 0,24 | 65,51 | 0,20 | 70,5 | 2,62 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,02 | 0,02 | He опр. | — | 0,03 | 0,04 |
| Cr ₂ O ₃ | He опр. | He опр. | — | » » | — | 0,04 | 0,02 |
| Y ₂ O ₃ | » » | » » | — | 0,004 | 0,004 | He опр. | — |
| HfO ₂ | » » | 1,74 | 0,43 | 0,11 | 0,08 | » » | — |
| Al ₂ O ₃ | » » | 0,08 | 0,14 | 0,23 | 0,03 | 0,05 | 0,07 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,01 | 0,09 | 0,20 | 0,15 | 0,03 | He опр. | — |
| FeO | He опр. | — | — | He опр. | — | 0,04 | 0,07 |
| NiO | » » | 0,02 | 0,01 | » » | — | He опр. | — |
| BeO | » » | 0,05 | 0,10 | » » | — | » » | — |
| MnO | » » | He опр. | — | » » | — | 0,04 | 0,04 |
| MgO | » » | 0,07 | 0,12 | 0,002 | — | 0,007 | 0,01 |
| CaO | » » | 0,13 | 0,18 | 0,19 | 0,17 | 0,003 | 0,06 |
| H ₂ O | » » | 0,23 | 0,18 | He опр. | — | He опр. | — |
| П. п. п. | » » | 0,14 | 0,14 | 0,41 | 0,15 | » » | — |
| Сумма | 100,84 | 100,48 | | 100,61 | | 99,14 | |

Примечания: \bar{x} — среднее значение; S — стандартное отклонение; 1 — включение в бразильском алмазе; 2 — циркон из кимберлитов Якутии; 3 — из кимберлитов, трубка «Мир»; 4 — сростки с ильменитом и рутилом. В скобках указано количество анализов.

молодых трубок Нижнеоленинского и Приленского районов. Таким образом, содержание U в цирконе из кимберлитов Африки оказалось выше, чем в цирконе Якутии.

Геохимическое своеобразие циркона из кимберлитов отчетливо видно при анализе количества в нем РЗЭ. По данным Р. А. Некрасовой и В. В. Гамяниной [67], содержание РЗЭ в цирконе из кимберлитов колеблется от 2 до 60 г/т и в среднем составляет 15 г/т. Это значительно ниже, чем в самих кимберлитах. Среди РЗЭ резко преобладает иттриевая группа.

Кроме описанного выше, в кимберлитах встречается циркон и в виде мелких окатанных, реже идиоморфных зерен размером в сотые и десятые доли миллиметра. Такие зерна образуют характерную минеральную ассоциацию совместно с турмалином, рутилом, ильменитом и некоторыми другими минералами. Они представляют собой терригенную примесь в осадочных палеозойских и мезозойских породах, а также акцессории в породах фундамента, захваченные магмой при внедрении. «Терригенный» циркон относительно легко отличается от «кимберлитового» размерами зерен, степенью их окатанности и кристаллографическими формами.

Пока мало сведений о находках циркона в ксенолитах глубинных пород мантийного происхождения. В работе А. Ф. Вильямса [179] упоминается о цирконсодержащих пироксенитах из трубки «Бюлтфонтейн». А. В. Крыков [58] описал ксенолиты цирконсодержащих гранатовых перидотитов из трубки взрыва щелочных базальтоидов Минусинской котловины. В кимберлитовой трубке «Рассвет» И. П. Илупиным найден сросток циркона с ильменитом, последний, кроме того,

находится в сростании с серпентинизированным оливином. По всей вероятности, это обломок цирконсодержащего ильменитового ультра-базита. В последние годы исследователями африканских кимберлитов сростки циркона с другими минералами, представляющие собой, по-видимому, дезинтегрированные цирконсодержащие глубинные породы, встречены в ряде трубок Африки. По устному сообщению Б. Хотуорна, более 50 нодулей цирконовых пироксенитов обнаружено в концентратах трубки «Дютойтспен». Описание сростка циркона с рутилом из трубки «Мотае» приведено С. Хаггерти и др. [157]. Нами в трубке «Орапа» обнаружен ксенолит существенно рутиловой породы (96 %), содержащей циркон (2—3 %), характерный для кимберлитов, а также гл инопироксен (0,5 %) и флогопит (1—2 %). Циркон образует зерна размером 1—3,0 мм овальной и удлиненной форм желтоватого цвета. Он относительно равномерно распределяется среди зерен рутила и других минералов.

В связи с очень редкой встречаемостью ксенолитов глубинных пород, содержащих циркон, для установления парагенетических связей этого минерала были сделаны попытки поисков включений циркона в других минералах и включений твердых фаз в зернах циркона. Включения циркона в других минералах кимберлитов, по-видимому, настолько редки, что до сих пор не обнаружены. Включения твердых фаз в цирконе также имеют ограниченное распространение, но тем не менее целенаправленные поиски увенчались находками в нем некоторых минералов. В цирконе описаны включения хромдиопсида, оливина, хромшпинелидов, флогопита, ильменита, сульфидных минералов [24, 75, 133].

Включения клинопироксена обнаружены в цирконе из трубок № 1, «Таежная» и «Мир». Они представлены изометрическими зернами размером 0,04—0,5 мм, окрашенными в ярко-зеленый цвет. Все они характеризуются близким составом (табл. 14) и отличаются от клинопироксенов из кимберлитов и ксенолитов глубинных пород преобладанием Cr_2O_3 над Al_2O_3 , т. е. в них юриитовый компонент преобладает над жадеитовым. Подобного состава клинопироксены встречены нами ранее в виде включений в желвачках хромистых гранатов трубки «Мир» [124, 125]. Включения хромшпинелида в цирконе более часты, чем клинопироксена. Хромшпинелид образует одиночные или групповые выделения октаэдрического габитуса размером 0,2—2,5 мм. Он характеризуется стабильно повышенным содержанием TiO_2 (2,74—3,45 %), суммарного железа (33,32—39,5 %), низким Al_2O_3 (1,83—4,17 %). Близкие по составу хромшпинелиды встречаются в виде включений в некоторых разновидностях граната кимберлитов Маботубобинского района [125].

Включения оливина обнаружены в двух образцах циркона из трубки «Мир»: одно включение имеет каплевидную форму, другое покрыто множеством граней. По составу оливин аналогичен магнетитовой разновидности этого минерала, наиболее распространенной в кимберлитах. Чаше, чем другие минералы, в цирконе встречаются включения сульфидов, имеющих нередко гетерогенный состав. Максимальный размер сульфидных включений 2 мм. Иногда наблюдается

Таблица 14. Химический состав включений минералов в цирконе Якутии, %

| Компонент | Клинопироксен | | | Хромшпинели | | Оливин |
|--------------------------------|---------------|-------|-------|-------------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 54,7 | 54,7 | 52,7 | He опр. | He опр. | 38,78 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,10 | 0,08 | 2,74 | 3,19 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 0,65 | 1,02 | 1,49 | 3,09 | 3,12 | 0,36 |
| Cr ₂ O ₃ | 1,96 | 1,68 | 2,64 | 46,65 | 49,15 | 0,06 |
| FeO | 2,00 | 1,75 | 2,09 | 21,00 | 21,85 | 8,17 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | — | 15,92 | 14,36 | — |
| MnO | 0,09 | 0,05 | 0,10 | 0,28 | 0,56 | He опр. |
| MgO | 15,60 | 15,40 | 16,30 | 8,28 | 8,77 | 54,14 |
| CaO | 21,80 | 22,50 | 20,60 | He опр. | He опр. | 0,00 |
| Na ₂ O | 1,45 | 1,33 | 2,24 | » » | » » | — |
| Сумма | 98,28 | 98,53 | 98,24 | 97,96 | 101,00 | 101,56 |
| Si | 2,017 | 2,011 | 1,955 | — | — | 1,401 |
| Ti | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,073 | 0,102 | 0,002 |
| Al | 0,028 | 0,044 | 0,067 | 0,129 | 0,123 | 0,017 |
| Cr | 0,057 | 0,049 | 0,076 | 1,312 | 1,320 | 0,004 |
| Fe ²⁺ | 0,062 | 0,054 | 0,065 | 0,600 | 0,621 | 0,247 |
| Fe ³⁺ | — | — | — | 0,429 | 0,368 | — |
| Mn | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,008 | 0,016 | — |
| Mg | 0,858 | 0,843 | 0,903 | 0,442 | 0,443 | 2,913 |
| Ca | 0,862 | 0,887 | 0,820 | — | — | — |
| Na | 0,104 | 0,094 | 0,161 | — | — | — |
| f | 6,7 | 6,0 | 6,7 | — | — | — |

Примечание. Трубки: 1, 2 — «Тажаная»; 3 — № 1; 4-6 — «Мир».

идиоморфная форма включений сульфидов: гексагональная пирамида, усеченная пинакоидом. Включения слабо дифференцированы и представляют собой продукты распада твердого моносulfидного раствора никеля и железа с примесью меди. Иногда включения двух- или трехфазные: внешняя кайма имеет халькопиритовый состав, следующая к центру оторочка представлена пентландитом, а ядро — двухфазным пирротинном с разным соотношением никеля и железа. Включения названных минералов образуют в цирконе следующие сочетания: хромшпинелид + сульфид; хромшпинелид + оливин + сульфид; хромшпинелид + клинопироксен. А. И. Боткунов и др. [24] отмечают в цирконе включение кальцита, однако не исключено, что он вторичен.

Зарубежные исследователи также указывают на очень редкую встречаемость включений других минералов в цирконе. Так, П. Крестен [165] среди 150 изученных зерен циркона из кимберлитов Южной Африки лишь в четырех нашел включения флогопита и в одном — ильменита. Все проанализированные включения флогопита характеризуются низким содержанием хрома, количество TiO₂ во флогопите из циркона кимберлитов трубки «Монастери» повышено (0,94—2,62 %), а из трубки «Као» низкое (0,032 %). Содержание железа во всех проанализированных включениях флогопита более высокое. Включения ильменита по составу близки к этому минералу из кимберлитов (8,77 % MgO), однако для него характерно повышенное содержание глинозема (1,58 %).

Таким образом, данные исследования указывают на глубинное происхождение циркона из кимберлитов. Источником этого минерала являются породы верхней мантии, редкие ксенолиты, встреченные в трубках Южной Африки и Якутии.

Изучение состава включений твердых фаз в цирконе и состава минералов, слагающих включения глубинных пород, позволяет более точно определить парагенезис этого минерала и ориентировочно судить об условиях его образования в верхней мантии.

Находки включения циркона в двух кристаллах бразильского алмаза могут свидетельствовать о том, что циркон устойчив в условиях равновесия с алмазом. Однако в связи с тем что среди включений в бразильских образцах алмаза преобладают минералы, характерные для эклогитов, есть основание предположить, что и циркон здесь имеет «эклогитовую» природу. Правда, авторы этой находки ничего не пишут о положении включений циркона в алмазе. Не исключено, что циркон мог находиться в трещине или в каверне алмаза и являться, таким образом, терригенным минералом из вмещающих осадочных пород подобно кварцу, описанному в бразильских образцах алмаза этими же авторами [172]. В работе [166] упоминается о том, что в цирконе обнаружено включение алмаза, однако достоверность этой находки вызывает сомнение.

Циркон мало характерен для гранатовых перидотитов. С гранатом пиропового состава он ассоциирует только в двух случаях: образует включение в гранате из перидотитов (Богемия) и входит в состав ксенолита гранатового перидотита из щелочных базальтоидов (трубка «Тергешская») [58].

Выше отмечались сростки циркона с пикроильменитом и включения последнего в цирконе. Кроме того, циркон входит в состав существенно рутиловых пород, содержащих хромистый клинопироксен и флогопит. Следовательно, в данном случае циркон образует парагенезис с титанистой группой минералов из кимберлитов и глубинных пород. В то же время он содержит включения высокомагнезиального оливина, хромшпинелида и хромдиопсида, т. е. минералов из ультраосновных пород. Правда, следует подчеркнуть, что хромшпинелид в парагенезисе с цирконом характеризуется оригинальным составом (повышенными концентрациями TiO_2 , Fe_2O_3), отличающим его от этого же минерала из ультрабазитов глубинного происхождения. Учитывая изложенное выше, можно утверждать, что циркон входит в состав особого типа пород верхней мантии, занимающих положение между обычными ультрабазитами и их титанистыми разновидностями — ильменитовыми ультрабазитами *. При захвате цирконсодержащего материала магмой и выносе его в породы земной коры произошла сильная дезинтеграция пород. Поэтому циркон в сростках и в составе ксенолитов встречается очень редко.

* Отмечена находка цирконсодержащих ильменит-рутиловых эклогитов в кимберлитовых трубках юго-западного обрамления Анабарского массива, указывающая на парагенетическую связь циркона с эклогитовой серией мантийных пород (Гарин В. К., Кудрявцева Г. П., Черенков В. Г., Черенкова В. Ф. Цирконсодержащие эклогиты — из ксенолитов в кимберлитах // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. — Ч. 116, вып. 6. — С. 721—732.

АПАТИТ

Апатит — характерный минерал многих кимберлитов Якутии и других регионов. Можно выделить три генерации этого минерала, образовавшиеся в различных физико-химических условиях.

Первая генерация представлена довольно крупными (от 1—2 мм до 2 см) округло-овальными зернами, а также их обломками. Окраска зеленовато-желтая до бесцветной, блеск в свежем изломе стекловатый, а с поверхности из-за коррозии — матовый; $n_g = 1,641 — 1,654$; $n_p = 1,635 — 1,650$. Апатит первой генерации встречается в кимберлитах трубок «Светлая» и «Коллективная» Далдыно-Алакитского района, в дайке «Снежинка» Среднеоленинского района, в трубке «Русловая» Нижнеоленинского района, в трубке «Хризолитовая» и Апатитовой жиле Приленского района. Максимальные содержания его (0,33 %) отмечены в дайке «Снежинка» и довольно высокие в трубке «Светлая» (0,06 %) [22]. Повышенные концентрации апатита первой генерации обнаружены в некоторых кимберлитовых жилах и трубках Африки. Особенно часто они встречаются в кимберлитах даечной фации в Лесото.

Апатит, близкий к описанному, встречен в диатремовых брекчиях пикритовых порфиритов трубки «Ягодка» Тобукского поля Алданского района. Он образует белые и светло-серые призматические кристаллы, встречается в виде обломков или зерен неправильной формы. Размер 1,0—3,5 мм. Некоторые кристаллы апатита из трубки «Ягодка» содержат по спайности многочисленные пластинчатые включения минерала серого цвета, что придает апатиту серый оттенок.

Апатит второй генерации в виде одиночных мелких зерен, рассеянных в основной массе кимберлита, встречается во многих трубках. Повышенные его концентрации установлены в трубке «Амакинская» (Малоботубинский район), в северо-восточной части трубки «Айхал» (Далдыно-Алакитский), в трубках «Новинка», «Комсомольская», «Зимняя» (Верхнемунский), «Бортовая», «Южная» (Среднеоленинский). В последних двух трубках этот минерал составляет 0,5—1,0, иногда до 2,0 % объема породы. Во многих случаях зерна апатита второй генерации имеют правильную форму: длинно- или короткопризматические кристаллы нередко с дипирамидальными головками, размером $0,05 \times 0,5 — 0,015 \times 0,3$ мм.

Для апатита третьей генерации характерны радиально-лучистые веерообразные агрегаты, сконцентрированные чаще всего в пустотах и прожилках кимберлитов. Он также входит в состав метаморфизованных ксенолитов карбонатных пород в трубках «Новинка», «Комсомольская», «Зимняя» [124]. Аналогичные выделения апатита обнаружены во вмещающих породах на контакте с кимберлитовой жилой «Эггентэй» [120].

Наиболее детально изучен апатит первой генерации из кимберлитов и кимберлитоподобных пород [22, 25]. Под микроскопом в нем нередко наблюдаются мелкие включения кальцита. З. В. Васильевой [25] описаны мельчайшие каплевидные сфероидальные частички размером от десятых долей миллиметра до нескольких микрометров. Цвет включений светло-желтый, желтый, оранжевый, черный. Они предста-

лены смесью карбонатных минералов и другими недиагностируемыми фазами. По мнению З. В. Васильевой, эти включения являются частями затвердевшего расплава. Газово-жидкие включения в апатите не встречены.

Люминесценция и термолюминесценция апатита из пикритовых порфиритов Алданского района (трубка «Ягодка») изучались отдельно для белой и серой цветовых разновидностей (В. Б. Василенко, ИГиГ СО АН СССР). Сравнивая спектры люминесценции исследованных образцов апатита с опубликованными, можно заключить, что апатит из трубки «Ягодка» близок к первому типу, по А. М. Портнову и Б. С. Горобец (по [128]). Сюда же относится апатит из карбонатитов, дунитов, габбро-амфиболитов и габброидов. У апатита из трубки «Ягодка» четко выражен узкий максимум при 350 нм с постепенным убыванием интенсивности свечения вплоть до 520 нм и наличием широкого плогого максимума в интервале 580—640 нм. Интенсивность свечения в области этого максимума в восемь-девять раз меньше первого. Визуальное исследование образцов апатита под ультрафиолетовым микроскопом показало, что на фоне преобладающего сине-фиолетового свечения большинства кристаллов отдельные зерна светятся желтым и красным цветом. Это характерно для всех исследованных образцов. Объяснить данное явление можно тем, что в пробы попали зерна апатита разного генезиса. Большинство зерен по характеру люминесценции относится к мантийному апатиту и формировалось в восстановительной среде. Часть зерен, вероятно, связана с коровыми породами и кристаллизовалась в окислительной обстановке либо подверглась после образования высокотемпературному (1000 °C) воздействию.

Кривые термолюминесценции исследованных образцов однотипны как по числу максимумов и их положению, так и по интенсивности каждого из них. На них выделяются низкотемпературный максимум при $T = 210^\circ\text{C}$ и превышающий его по интенсивности в 2—2,5 раза высокотемпературный максимум. Плохое разрешение этих максимумов, возможно, маскирует наличие третьего среднетемпературного максимума. Следовательно, по люминесценции можно найти близкое сходство между апатитом из пикритовых порфиритов и из карбонатитов и ультраосновных пород; более конкретной информации о происхождении этого минерала, изучая люминесценцию, мы не получили.

Апатит из разных кимберлитовых трубок и даек имеет близкий состав (табл. 15). Особенно сходны образцы из трубок, расположенных недалеко друг от друга, как, например, «Коллективная» и «Светлая» Алакитского поля, «Хризолитовая» и «Маричка» Приленского района. По данным З. В. Васильевой [25], в составе РЗЭ преобладают La, Ce, Nd, составляющие от 76 до 89 % всей их суммы, причем максимальное содержание приходится на Ce.

Постоянной составляющей для всех якутских образцов апатита является вода, часть которой, как оказалось, выделяется при более низкой температуре, чем вода, входящая в структуру этого минерала, но при более высокой, чем гигроскопическая вода. Отношение Ca/P, которое в апатите с идеальной формулой составляет 1,667, для якутских образцов, как правило, выше (1,69—1,74). Учитывая отклонение формуль-

Таблица 15. Химический состав апатита из кимберлита [22, 25], %

| Компонент | Первая генерация | | | | | | Вторая генерация | | | | |
|--------------------------------|------------------|---------|---------|---------|---------|---------|------------------|---------|---------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,10 | 0,34 | Не опр. |
| Al ₂ O ₃ | 0,08 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | Не обн. | 0,50 | 0,14 | Не обн. |
| FeO ₃ | 0,06 | 0,04 | 0,06 | 0,03 | 0,15 | 0,01 | 0,16 | 0,11 | 0,17 | 0,21 | 0,09 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,40 | 0,40 | 0,25 | 0,54 | 0,35 | 1,26 | 0,45 | 0,28 | Не опр. | 0,55 | 0,41 |
| MnO | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,08 | Не опр. | Не обн. | 0,23 | Не опр. |
| MgO | 0,16 | Не обн. | 0,36 | 0,11 | 0,05 | 0,40 | 0,25 | 0,39 | 1,60 | 0,09 | 0,41 |
| CaO | 55,36 | 55,23 | 54,83 | 55,18 | 55,04 | 54,01 | 55,32 | 55,05 | 53,29 | 55,51 | 54,82 |
| StrO | 0,36 | 0,35 | 0,29 | 0,35 | 0,35 | 0,62 | 0,36 | 0,44 | Не опр. | 0,26 | 0,37 |
| Na ₂ O | 0,16 | 0,13 | 0,19 | 0,17 | 0,16 | 0,32 | 0,29 | 0,17 | 0,32 | 0,15 | Не опр. |
| K ₂ O | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,10 | 0,11 | » |
| CO ₂ | 0,24 | 0,53 | 0,50 | 0,26 | 0,42 | 0,48 | 0,60 | 2,64 | 1,54 | Не обн. | Не обн. |
| P ₂ O ₅ | 41,42 | 41,35 | 41,44 | 41,48 | 41,48 | 40,51 | 40,66 | 36,03 | 41,33 | 41,46 | 39,96 |
| SO ₂ | 0,01 | 0,12 | 0,05 | 0,05 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| H ₂ O | 0,93 | 0,95 | 0,92 | 0,89 | 0,90 | 0,93 | 0,82 | 1,10 | 0,89 | 0,34 | » |
| F | 1,58 | 1,86 | 1,59 | 1,98 | 1,89 | 2,32 | 2,35 | 1,51 | 0,49 | 0,85 | 1,25 |
| Cl | 0,07 | 0,08 | 0,12 | Не обн. | Не обн. | 0,07 | Не обн. | 0,14 | Не опр. | Не обн. | Не опр. |
| Неактивный остаток | Не обн. | 0,05 | 0,09 | » | 0,05 | Не обн. | » | 2,13 | Не обн. | » | 0,88 |
| O-(F, Cl) | 100,91 | 101,11 | 101,17 | 101,14 | 100,91 | 101,01 | 101,37 | 100,02 | 100,12 | 99,95 | 97,19 |
| Сумма | 0,93 | 0,56 | 0,66 | 0,66 | 0,64 | 0,50 | 0,52 | 0,56 | — | 0,08 | — |

Примечание. Трещины: 1 — «Коллективная», 2 — «Светлая», 3 — «Снежинка» (дайка), 4 — «Хризолитовая», 5 — «Маричка», 6 — «Русловая»; 7 — аллювий р. Нача Балаганнах на севере Куонанского района. Трещины: 8 — «Амаринская» (ожина), 9, 10 — «Айхал», 11 — Борговая дайка.

ных коэффициентов от идеального варианта при пересчете химических анализов апатита на кристаллохимические формулы, З. В. Васильева [25] считает, что в составе апатита из якутских кимберлитов содержится примесь тетракальциевого фосфата.

Одна из характерных особенностей апатита Якутии — низкая плотность по сравнению с плотностью апатита обычного состава, равной в среднем 3,20 г/см³, что также может свидетельствовать о наличии примеси тетракальциевого фосфата. По химическому составу апатит из кимберлитов Якутии близок к апатиту из ультраосновных — щелочных пород.

Наиболее достоверную информацию о происхождении той или другой разновидности минерала дает изучение природных парагенезисов. Несмотря на тщательные поиски, пока нет находок включений апатита в алмазе. Правда, Г. И. Смирнов [92], ссылаясь на работу В. Эпплера [153], упоминает о включении апатита ($n_g = 1,6585$) в алмазе. Однако, так как никто из исследователей больше не зафиксировал подобного явления, несмотря на широкий размах и более совершенные методы изучения включений в алмазе, чем те, которые применял В. Эпплер, есть основание усомниться в правильности диагностики минерала, который был принят за апатит. По-видимому, это был коэсит, близкий по некоторым оптическим свойствам к апатиту. Включения коэсита в алмазе обнаружены И. В. Харрисом [159], Н. В. Соболевым и др. [108].

В другом барофильном минерале кимберлитов — пиропе — включения апатита встречаются исключительно редко, причем все находки связаны с желваками пиропа оранжевого цвета, которые, по мнению большинства исследователей, кристаллизовались при более низких *РТ*-параметрах, чем алмаз и хромистый пироп, окрашенный в малиновый, фиолетово-красный или зеленый цвет [104].

Кристалл апатита размером 0,35 × 0,5 мм в виде призмы с дипирамидальными головками обнаружен в желваке оранжевого пиропа размером 2 см в трубке «Мир» (рис. 27). Вместе с апатитом в том же зерне пиропа наблюдались включения пикроильменита, диопсида, псевдоморфоз по оливину и амфиболу. Зерна пироксена имеют неправильную форму, размер 0,05—0,2 мм. Амфибол светло-коричневого цвета, развит в виде призматических кристаллов (0,2—0,8 мм), имеет четко выраженный плеохроизм. Участками пироксен и амфибол замещаются флогопитом и мелкими кристалликами зеленой шпинели. Аналогичная ассоциация минералов обнаружена Б. М. Никитиным в желваке (4 × 5 см) оранжевого пиропа в трубке «Университетская».

Мелкие (0,1 × 0,2 — 0,3 × 0,6 мм) кристаллы апатита встречены нами также в желваке флогопитизированного пиропа оранжевого цвета в трубке «Удачная». Размер желвака в поперечнике 6 см. Он сложен флогопитом и пиропом (содержание пиропового компонента 69,8 %). Гранат сохранился в виде реликтов неправильной формы размером 2—5 мм. Контуры реликтов неровные, почти всегда окаймлены зоной (2—3 мм), сложенной серпентином, мелкими чешуйками флогопита, пылевидным магнетитом и октаэдрическими кристалликами грязно-зеленой шпинели. Основной объем желвака составляют удлиненные пластинчатые кристаллы флогопита, располагающиеся концентрически

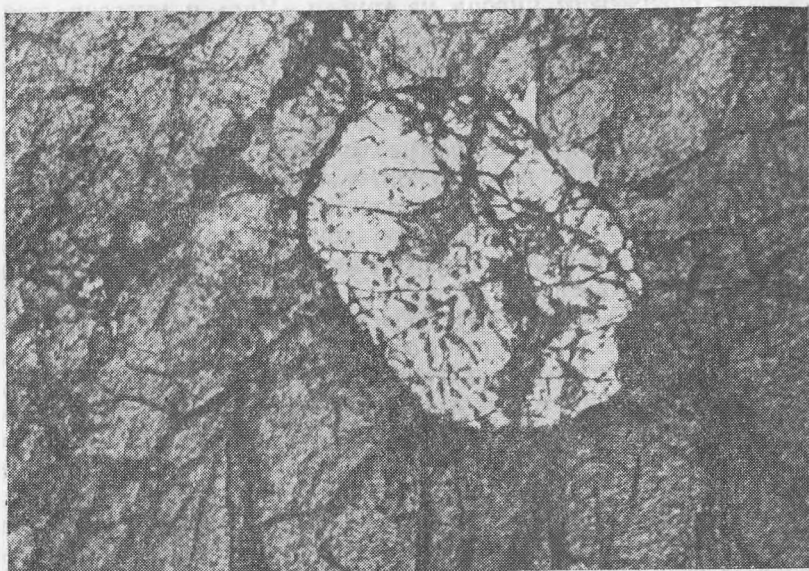


Рис. 27. Включение апатита в оранжевом гранате, трубка «Мир»

вокруг реликтов граната. Внутри последних и среди выделений флогопита довольно часто встречается апатит, имеющий нередко субпараллельную ориентировку.

В кимберлитоподобных породах трубки «Ягодка» обнаружены сростки апатита с цирконом. Совместное нахождение этих минералов в виде разобщенных зерен в кимберлитовом цементе некоторых трубок — возможное свидетельство их генетического родства.

Из изложенного можно сделать вывод, что первая генерация апатита по морфологии выделений и генетическим связям с другими минералами близка к мегакристам, которые в кимберлитах относятся к особой группе, образовавшейся в специфических условиях. Тем не менее данных о принадлежности апатита к мегакристам пока недостаточно. Достоверных находок апатита в ксенолитах, уверенно относимых к породам мантии, нет. Находка в кимберлитах трубки «Айхал» ксенолита апатит-ильменит-цирконовой породы не может считаться достоверно мантийным образованием. Размер этого ксенолита $1,0 \times 2,5$ см. Порода сложена цирконом (15—20 %), ильменитом (10—15), апатитом (5—8) и серпентином, содержит довольно крупные (1,5 см) зерна вторичного минерала, напоминающие баститовую псевдоморфозу по ортопироксену. Апатит в этом ксенолите образует зерна изометрически неправильной формы размером 1,5—3 мм. Повышенное содержание урана в цирконе позволило Г. Девису (устное сообщение) отнести его к коровым образованиям. Поэтому описываемый ксенолит, скорее всего, вынесен кимберлитовым расплавом из корового слоя Земли.

Достоверным доказательством глубинной (мантийной) природы кимберлитового апатита первой генерации являются его включения в

мегакристе оранжевого пиропы из трубки «Мир» и многочисленные мелкие зерна апатита в частично флогопитизированном мегакристе граната из трубки «Удачная» [124]. Так как количество таких находок исключительно мало (нам известно лишь три), причем во всех случаях апатит находится в оранжевом гранате, образовавшемся, по-видимому, при более низких *РТ*-параметрах (на меньших глубинах), чем хромистый гранат, можно заключить, что апатит образуется в относительно неглубоких слоях мантии. Все же, на наш взгляд, есть определенные основания отнести его к мегакристовому комплексу минералов, хотя не исключено, что в кимберлитах будут обнаружены апатитсодержащие ксенолиты пород мантии.

Ксенолиты глубинных пород, содержащие апатит, в кимберлитах других континентов не обнаружены. Дж. Доусон [35], подчеркивая обычность апатита в кимберлитах многих трубок и даек Африки, а также других регионов, тем не менее не упоминает о наличии этого минерала в глубинных ксенолитах. Апатитсодержащие ксенолиты из базальтов Западной Австралии описаны Б. С. Весс и др. [178]. Апатит из ксенолитов ассоциирует со шпинелью, клинопироксеном, амфиболом, ильменитом и биотитом. Авторы относят их к метасоматизированным образованиям верхней мантии и считают, что частичное их плавление приводит к формированию расплавов, обогащенных фосфором и другими несовместимыми элементами. По данным Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчикова [52], изучавших характер распределения фосфора между минералами мантийного лерцолита и основными силикатными расплавами, при частичном плавлении обычных пород верхней мантии могут образоваться первичные магмы с весьма низкими концентрациями фосфора (несколько десятых долей процента). Формирование расплавов, обогащенных фосфором (как, например, кимберлитового — 0,5—2 %), может осуществляться при плавлении пород с аномально высоким его содержанием. Такими породами могут быть описанные выше, редко встречающиеся в кимберлитах ультрабазиты, где апатит ассоциирует с флогопитом, амфиболом, некоторыми другими минералами, метасоматическое происхождение которых не вызывает сомнения. Отрыв обломков этих пород, их дезинтеграция могут привести к образованию разных по размеру зерен апатита, рассредоточенных в кимберлитовом цементе. Часть апатитсодержащего мантийного вещества ассимилируется магматическим расплавом, раскристаллизация которого в условиях земной коры приводила к формированию апатита второй генерации, где он ассоциирует с монтчеллитом, перовскитом, флогопитом второй генерации и некоторыми другими минералами.

Третья генерация апатита образовалась в жеодах и пустотах кимберлита на постмагматической стадии из растворов или флюидов, обогащенных фосфором, а также под воздействием этих растворов на ксенолиты карбонатных пород. Последние, кроме апатита, сложены клинопироксеном, монтчеллитом, флогопитом, таумаситом, серпентином, кальцитом и некоторыми другими минералами [124].

ФЛОГОПИТ

Изучение типоморфных признаков флогопита кимберлитов и ксенолитов глубинных пород приобретает в настоящее время особую актуальность по нескольким причинам. Как известно, в последние годы в Австралии обнаружены кристаллы алмаза в высококалийевых породах — лампроитах, обогащенных флогопитом [175]. Сопоставление физических свойств и химического состава флогопита из кимберлитов и лампроитов, возможно, позволит установить степень родства между этими породами и будет способствовать открытию алмазоносных лампроитов в нашей стране.

Слоистое строение структуры флогопита обеспечивает возможность использования этого минерала, как и других слоистых силикатов, в качестве чуткого индикатора природных процессов [114]. Выяснение условий образования флогопита в верхней мантии (мегакристов этого минерала в кимберлитах, магматогенных и метасоматических образованиях в кимберлитах и глубинных ксенолитах) может оказать помощь при решении некоторых теоретических вопросов, в частности, об источнике калия в кимберлитовом расплаве, поскольку флогопит является главным носителем этого элемента среди минералов, кристаллизующихся при высоких давлениях.

Флогопит и продукты его замещения в условиях аутометаморфизма и гипергенеза (хлорит и вермикулит) используются в качестве индикаторных минералов кимберлитов при шлихо-минералогическом методе поисков коренных месторождений алмаза. Они, как правило, концентрируются в ореолах недалеко от источников сноса, поэтому их нахождение в шлихах — прямое указание на близость кимберлитового тела [124].

Флогопит — широко распространенный минерал кимберлитовых пород, нередко порообразующий. Выделяется три его генерации. Первая генерация представлена вкрапленниками таблитчатой, овальной и бочонковидной формы размером от нескольких миллиметров до 5 см, в трубке «Монастери» достигает 15 см [35]. Наиболее часто флогопит первой генерации встречается в кимберлитах северной части Якутской кимберлитовой провинции, в трубках «Дружба», «Чомур», «Кубанская», «Аэрогеологическая», «Уральская», в Водораздельной дайке Среднеоленекского района. В Нижнеоленекском районе особенно богаты крупными выделениями слюды кимберлиты трубок «Слюдянка» и «Пятница» (5—7 %).

Флогопит второй генерации образует в основной массе кимберлитов мелкие (0,5—2,0 мм) пластинчатые и чешуйчатые кристаллы, часто с характерным флюидальным расположением. Выделяются две морфологические группы минерала: идиоморфные псевдогексагональные таблички и удлинённые пластинки.

Содержание флогопита второй генерации, как и первой, возрастает с юга на север провинции — от Малоботуобинского района к Среднеоленекскому, но снова понижается в кимберлитах Нижнеоленекского района.

Третья генерация представлена чешуйчатым флогопитом с размером чешуек от долей до первых миллиметров. Ограничения чешуек

неровные, концы нередко как бы рваные. Наиболее богаты флогопитом третьей генерации кимберлиты трубок «Зимняя», «Комсомольская», «Новинка» Верхнемунского района.

Первые две генерации окрашены в коричневый, бурый, зеленовато-бурый цвет, третья имеет бурую, желтовато-бурую, золотистую и белесую окраску.

Повышенное количество флогопита содержат кимберлиты некоторых тел Африканского континента. Особо высокие концентрации этого минерала установлены нами в дайках кимберлитовых пород Лесото. Флогопит здесь представлен мелкими пластинчатыми и чешуйчатыми кристаллами с неровными краями, в большинстве случаев почти не подверженными гипергенным изменениям (хлоритизации и вермикулитизации). В флогопите даек нередко содержатся включения перовскита, апатита и монтичеллита.

В отличие от основной массы мегакристы флогопита в кимберлитах Лесото встречаются относительно редко и, как правило, приурочены к породам диатрем. Их размер варьирует от 4 мм до 4 см, окраска темно-бурая, выделения округлой формы с корродированными краями, часто искривлены по плоскостям {001}, включения других минералов встречаются крайне редко.

Относительно крупные мегакристы флогопита, достигающие 3 см в поперечнике, встречены в кимберлитах трубки «Маджгаван» (Индия). Они окрашены в густо-бурый с оранжевым оттенком цвет и содержат между пакетами многочисленные пластинчатые включения анатаза.

Флогопит также входит в состав некоторых ксенолитов глубинных пород. Наиболее часто он является пороодообразующим минералом ильменит-гранатовых ультрабазитов и пироксенитов, реже безыльменитовых перидотитов; иногда образует почти мономинеральные породы — глиммериты.

По особенностям морфологии и характеру взаимоотношения с другими минералами в ксенолитах можно выделить флогопит следующих типов: а) пластинчатый и в виде пакетов с реликтами огранки, располагается между упругими пороодообразующими фазами; б) пластинчатый и чешуйчатый, слагающий гнезда неправильной формы и прожилковидные выделения; в) чешуйчатый и пластинчатый, располагается концентрически вокруг реликтов граната, иногда других минералов; г) сложные по форме образования, замещающие гранат, клино- и ортопироксены. В глиммеритах флогопит образует псевдогексагональные кристаллы и удлиненные пластинки, расположенные беспорядочно, иногда субориентированные. Он входит в состав келифитовых кайм, развитых вокруг граната из кимберлитового цемента и ксенолитов глубинных пород. В качестве закалочной фазы вместе с клино-, ортопироксенами и хромшпинелидом слагает раскристаллизованные участки внутри мегакристов граната и некоторых нодулей пироксенитов из кимберлитов трубки «Удачная» и ряда трубок Верхнемунского района.

Для детальных исследований была подобрана коллекция образцов флогопита, охватывающая практически все перечисленные выше типы, за исключением флогопита второй генерации из кимберлитов. Наибольшее количество образцов отобрано из оригинальных ксенолитов глу-

бинных пород — флогопит-ильменитовых ультрабазитов трубки «Обнаженная». Флогопит в этих породах находится в ассоциации с гранатом пиропового ряда (образцы Ол-56/74, Ол-14/74, Ол-47/74) и без граната (Ол-142/74, Ол-162/74, Ол-170/74). Основными породообразующими минералами ксенолитов, кроме флогопита, являются гранат, оливин, орто-, клинопироксен, пикроильменит. Флогопит относится к наиболее поздним фазам, в разной степени замещая практически все перечисленные минералы. По-видимому, аналогичный генезис имеет флогопит обр. У-С, где его пластинки и чешуйки расположены концентрически вокруг реликтов граната — пиропы оранжевого цвета. В обр. Уз-206 флогопит слагает зону вокруг агрегата вторичных минералов, образовавшихся, видимо, за счет граната. Близкий генезис имеет также флогопит желваков (образцы 1217-А, У-1 и Уж-18). Возможно, они образовались благодаря полному замещению флогопитом желваков оранжевого пиропы, как это установлено нами для некоторых желваков граната из кимберлитов и ксенолитов.

Другой генетический тип флогопита представлен в обр. 221/437 и У-72. Первый входит в состав пироксенита, сложенного гранатом ($f = 50\%$), клино- и ортопироксенами, содержащими повышенное количество глинозема. Флогопит располагается в промежутках между зернами пироксенов и граната, иногда образует идиоморфные пластинчатые кристаллы. Обр. У-72 представляет собой слюдистый пироксенит магнезиального состава, сложенный в основном энстатитом. Клинопироксен, флогопит и сульфидные минералы (джерфит и виоларит) содержатся в небольшом количестве. Флогопит из последних двух образцов, по-видимому, является первичной фазой, образовавшейся одновременно с пироксенами или немного позже. Исследовался также флогопит из келифитовых кайм, развитых вокруг граната, и флогопит раскристаллизованных участков частично расплавленных зерен граната. Изучались мелкие кристаллы и мегакристы флогопита из трубки «Маджгаван» (Индия) и пластинчатые выделения флогопита и продуктов его замещения (вермикулита, хлорита) из некоторых трубок и даек кимберлитов Лесото. Образцы хлорита и вермикулита отобраны из измененных кимберлитов трубок «Таежная», «Мир» Малоботуобинского района и др.

Кроме визуальных и микроскопических исследований, некоторые образцы флогопита, хлорита и вермикулита изучались методами рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной спектроскопии, дериватографии, электронографии, ядерного гамма-резонанса (ЯГР), делались химические анализы.

Как уже упоминалось, среди изученных образцов флогопита выделяется два генетических типа: метасоматический и магматогенный. Однако, несмотря на разный генезис, оба типа образовались в условиях верхней мантии при высоких температурах и давлениях.

Структурная диагностика флогопита проведена С. В. Соболевой (ИГЕМ) с использованием электронограмм от косых текстур, что позволяет быстро и надежно оценивать такие важные структурные характеристики, как принадлежность к определенной политипной модификации, степень упорядоченности структуры, специфика нарушений

трехмерного порядка. Результаты структурных исследований сводятся к следующему.

Большинство изученных образцов флогопита из трубки «Маджган» представлено обычной для триоктаэдрических слюд модификацией 1М с низким совершенством структуры ($a = 0,513$ нм, $b = 0,920$ нм, $c = 1,031$ нм, $\beta = 100^\circ$). Для одного из них, принадлежащего к модификации 1М с невысоким структурным совершенством ($a = 0,513$ нм, $b = 0,920$ нм, $c = 1,029$ нм, $\beta = 99^\circ 30'$), на первом эллипсе электронограмм отчетливо выступают дополнительные отражения от редкой для триоктаэдрических слюд модификации $2M_1$. Один из образцов характеризуется необычным для триоктаэдрических слюд несовершенством структуры со смещением слоев на $\pm b/3$. Наименьшая степень упорядоченности у магматогенного флогопита.

Метасоматический флогопит имеет гораздо более высокую степень совершенства, представлен более крупными кристаллами и относится к политипной модификации 1М. В зависимости от дисперсности и степени совершенства структуры такие образцы могут быть расположены в ряд от максимальной упорядоченности (У-3-206, Ол-56/74, Ол-142/74, Ол-14/72) до средней (Ол-47/74, Ол-162/74, Ол-170/74) и даже низкой (Уж-18, У-С). Но в отличие от магматогенного флогопита метасоматический с низкой степенью совершенства структуры характеризуется отчетливо проявляющимися элементами трехмерного порядка, что на электронограммах выражается в наличии на общем размытом фоне первого эллипса явных максимумов, отвечающих положениям сильных отражений от модификаций 1М — 022 и 112.

Интересно было проследить структурные особенности флогопита на разных глубинах в кимберлитах одной из трубок Далдыно-Алаkitского района. Кимберлиты этой трубки подверглись метасоматическому воздействию интродуцировавшего их траппового силла, что повлекло к определенным изменениям (хлоритизации) пластинчатых и таблитчатых индивидов флогопита. В соответствии с электронографическими данными, для исследованных образцов флогопита отчетливо прослеживается тенденция улучшения порядка в наложении слоев в структуре минерала с глубиной залегания содержащих их кимберлитов. Наиболее упорядоченные разновидности зафиксированы в интервале 337—344 м (обр. К-67). Флогопит из туфобрекчий верхних горизонтов трубки (обр. К-45, гл. 155 м) существенно разупорядочен, но все же на первом эллипсе его электронограммы наблюдаются слабые отражения, соответствующие смеси модификаций $1M + 2M_1$. У флогопита из автокимберлитовой брекчии на глубине 267 м (обр. К-66) и 324 м (обр. К-67) степень упорядоченности резко понижается, вплоть до полного исчезновения отражений на первом эллипсе их электронограмм. Однако затем с увеличением глубины упорядоченность структуры минерала в целом закономерно повышается. На глубине 327 м (обр. К-67) флогопит имеет высокую степень упорядоченности структуры и соответствует политипной модификации 1М с очень слабой примесью политипа $2M_1$, которая становится существенной на большей глубине. Так, на глубине 324 м (обр. К-67) уже отчетливо фиксируются обе модификации флогопита $1M + 2M_1$.

Максимального совершенства флогопит достигает на глубине 337 м (обр. К-67), затем упорядоченность его постепенно понижается, а на глубине 344 м (обр. К-67) в нем отмечается наличие некоторых нарушений в наложении слоев. Еще ниже, на глубине 360,5 м (скв. К-67) в структуре минерала исчезает трехмерная упорядоченность. На этой глубине фиксируется полубеспорядочный флогопит со смещениями слоев на $\pm b/3$ в структуре, хотя рефлексы с $K = 3n$ на втором эллипсе его электронограммы остаются четкими.

Некоторые образцы флогопита исследованы методом ядерного гамма-резонанса. Как известно, этим методом определяется степень окисленности железа в минералах, что является показателем окислительных условий их образования. Во всех изученных образцах зафиксировано по два дублета Fe^{2+} , которые могут быть связаны с поглощением гамма-квантов ядрами ионов железа в цис-позициях (Fe_1^{2+}) и транс-позициях (Fe_2^{2+}). Уменьшение значения Δ в обеих позициях для обр. У-72ф может быть связано с увеличением искажения координационных полиэдров ионов железа за счет вхождения в структуру хрома и фтора, отличающихся по размеру и энергетическим параметрам от других ионов из окружения резонансных ядер. Обр. Ол-170/74, наиболее структурно упорядоченный по рентгеновским данным, имеет повышенные значения ΔFe_1^{2+} и Fe_2^{2+} , что указывает на наличие минимальных среди рассматриваемых образцов искажений Fe^{2+} -содержащих октаэдров. По этим параметрам обр. Ол-170/74 приближается к обр. У-72ф, относимому по структуре к среднеупорядоченным [114]. По значениям ΔFe_1^{2+} и Fe_2^{2+} образцы флогопита трубки «Обнаженная» отличаются от таковых из трубок «Удачная», «Надежная» и «Новинка». Это, вероятно, связано с составом октаэдрических сеток, в частности с концентрацией Fe^{3+} . Отношение $\text{Fe}_1^{2+}/\text{Fe}_2^{2+}$ с учетом экспериментальных погрешностей близко к двум. Увеличение этого отношения для обр. Н-1, возможно, связано с наложенной хлоритизацией или вермикулитизацией, что сопровождается выносом железа преимущественно из октаэдрических транс-позиций. Флогопит из гранатового перидотита трубки «Обнаженная» (обр. Ол-170/74) имеет более низкое значение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (0,43) и обладает более высокой степенью совершенства структуры по сравнению с флогопитом из безгранатовых ксенолитов этой же трубки. Поскольку образования парагенезисов с гранатом связываются с более высокими давлениями и они являются, по-видимому, более глубинными, то возрастание окислительных условий на менее глубоких уровнях мантии вполне закономерно. По окисленности Fe флогопит из трубок «Удачная», «Новинка» и «Надежная» приближается к флогопиту из гранат-ильменитового ультрабазита трубки «Обнаженная».

Для всех образцов флогопита (кроме обр. Ол-14/74) выделены дублеты ионов Fe^{3+} в четверной координации. Как известно, слюды с железом в четверной координации кристаллизуются в условиях низкого содержания или отсутствия алюминия и повышенного содержания трехвалентного железа, что определяет изоморфизм $\text{Fe}_{\text{IV}} \rightarrow \text{Al}_{\text{IV}}$. Повышенное содержание Fe^{3+} при дефиците гидроксильных групп, особенности распределения ионов железа в структуре и их

спектроскопические характеристики свидетельствуют о кристаллизации флогопита в неравновесных условиях при значительных градиентах температуры и давления. Эти признаки флогопита мантийного происхождения, вероятно, могут быть возведены в ранг типоморфных, однако для окончательного вывода пока мало данных.

Пересчет химических анализов наиболее хорошо изученных образцов флогопита (У-72ф, Ол-14/74, Ол-162/74) на кристаллохимические формулы выявил, кроме установленных структурных отличий, также и явные химические отличия флогопита двух групп: магматогенной и метасоматической [114]. Это выражается, в частности, в том, что степень замещения Si на Al в тетраэдрах в магматогенном флогопите гораздо больше, чем в метасоматическом, и больше идеального отношения $\text{Si}/\text{Al} = 3/1$.

Параметры решеток изученных образцов флогопита хорошо коррелируются с их составом и генезисом. В соответствии с известными кристаллохимическими данными параметр b слоистых силикатов определяется главным образом составом октаэдрической сетки. Из химически охарактеризованных образцов наименьшими базисными параметрами отличается обр. У-72 ($b = 0,918$ нм), октаэдрическая сетка которого содержит минимальное количество двухвалентных катионов ($M^{2+} = 2,55$), и максимальное — замещающих их трехвалентных катионов и Ti^{4+} . Три образца флогопита, в октаэдрических сетках которых замещение двухвалентных катионов на трехвалентные развито в меньшей степени ($M^{2+} = 2,75-2,89$), характеризуются большими и примерно равными параметрами b (0,921 нм). Для четырех образцов флогопита с известным составом нами проведено вычисление теоретического значения b по известным регрессионным уравнениям [114]. Полученные при этом цифры хорошо совпали с экспериментальными, причем в обр. Ол-162/74 это соответствие было лучшим при локализации части катионов Fe^{3+} в тетраэдрах.

Наиболее чувствителен к давлению в триоктаэдрических слюдах параметр c . При изучении характера изменения решетки флогопита 1М в условиях высокого давления (до $4,7 \cdot 10^9$ Па) выявлено [114], что максимальное сжатие решетки происходит в направлении [001] (перпендикулярно к трехэтажным слоям) и что c в процентном отношении сжимается в пять раз больше, чем базисные параметры. Этим объясняется меньшее значение c у метасоматического флогопита из ассоциаций с гранатом ($c = 1,020$ нм) по сравнению с флогопитом из безгранатовых ассоциаций ($c = 1,025$ нм).

Таким образом, комплекс проведенных исследований позволил выявить явные структурные и химические различия магматогенного (низкая степень совершенства структуры, повышенное содержание Al^{3+} в тетраэдрах) и метасоматического (более высокое совершенство структуры, наличие в тетраэдрах Fe^{2+}) флогопита. Эти различия, естественно, вызваны разными условиями образования двух выделенных групп.

В последние годы опубликовано много микрозондовых анализов флогопита из кимберлитов и ксенолитов глубинных пород, особенно по зарубежным месторождениям [143, 145, 150, 152]. С помощью

микрзонда проанализированы мега-кристы флогопита, мелкие выделения этого минерала из основной массы кимберлитов, флогопит из ксенолитов лерцолитов, пироксенитов и пород, сложенных флогопитом, амфиболом, рутилом, ильменитом и диопсидом, названных «мариды» [35]. Опубликованы анализы вторичного флогопита из эклогитов, включений флогопита в цирконе [166]. Впервые Н. В. Соболев проанализировал достоверное включение флогопита в алмазе из трубки «Айхал». Оно находится в сростании с хромитом, поэтому отнесение флогопита к ультраосновной ассоциации минералов не вызывает сомнения. Сингенетичность включения надежно доказывается по морфологии: оно, как и многие другие включения в алмазе, имеет огранку октаэдра, не характерную для флогопита, кристаллизовавшегося в других условиях.

Данные химических анализов флогопита (табл. 16) показывают, что состав этого минерала существенно варьирует и находится в прямой зависимости от состава материнской породы и условий образования. Наиболее широкие колебания отмечены для TiO_2 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO. Нами выделено пять групп флогопита: 1) с низким содержанием TiO_2 и повышенным — Cr_2O_3 ; 2) с низким — TiO_2 и Cr_2O_3 ; 3) с низким — Cr_2O_3 и повышенным — TiO_2 ; 4) с повышенным — TiO_2 и Cr_2O_3 ; 5) низким — Cr_2O_3 и особо высоким — FeO и TiO_2 . Флогопит из кимберлитов характеризуется широкими вариациями содержаний Cr_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 и некоторых других оксидов, тем не менее резко преобладает флогопит второй группы. Повышено количество TiO_2 у флогопита из северных районов Якутии, что отражает состав вмещающих их кимберлитов. Высокая титанистость присуща также некоторым мегакристам флогопита из кимберлитов Якутии и Южной Африки. По-видимому, эта разновидность выделений флогопита образовалась метасоматическим путем за счет титансодержащих желваков граната и граната из ильменитовых ультрабазитов [124]. Редко встречающийся высокожелезистый флогопит пятой группы обнаружен в основной массе кимберлитов Южной Африки и Канады [175]. Общим для флогопита из кимберлитов является пониженное содержание Al_2O_3 (рис. 28). Для кимберлитов характерен зональный флогопит.

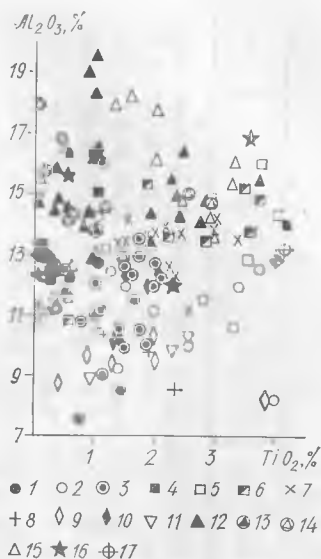


Рис. 28. Соотношение Al_2O_3 и TiO_2 в флогопите:

1 — из кимберлитов, Виллюйской области; 2 — то же, Анабар-Оленекская; 3 — то же, Южная Африка; 4 — из лерцолитов гранатовых; 5 — то же, безгранатовых; 6 — из эклогитов; 7 — из ильменитовых ультрабазитов; 8 — из глиммеритов; 9 — из рихтеритовых ультрабазитов; 10 — из «ингилитов»; 11 — из включений в цирконе; 12 — из келифитовых кайм на гранате из кимберлитов; 13 — то же, на гранате зеленого цвета, трубка «Ньюленд», Южная Африка; 14 — то же, на гранате из ксенолитов глубинных пород; 15 — закалочные фазы из частично расплавленных гранатов; 16 — из алмазных пород; 17 — из карбонатитовых туфов, вулкан Лашейн, Восточная Африка

из кимберлитов характеризуется широкими вариациями содержаний Cr_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 и некоторых других оксидов, тем не менее резко преобладает флогопит второй группы. Повышено количество TiO_2 у флогопита из северных районов Якутии, что отражает состав вмещающих их кимберлитов. Высокая титанистость присуща также некоторым мегакристам флогопита из кимберлитов Якутии и Южной Африки. По-видимому, эта разновидность выделений флогопита образовалась метасоматическим путем за счет титансодержащих желваков граната и граната из ильменитовых ультрабазитов [124]. Редко встречающийся высокожелезистый флогопит пятой группы обнаружен в основной массе кимберлитов Южной Африки и Канады [175]. Общим для флогопита из кимберлитов является пониженное содержание Al_2O_3 (рис. 28). Для кимберлитов характерен зональный флогопит.

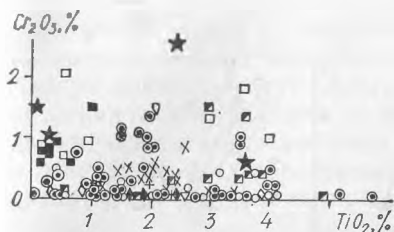
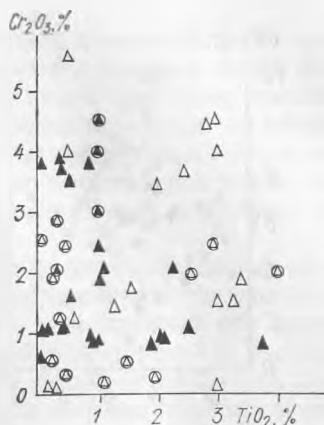


Рис. 29. Соотношение Cr_2O_3 — TiO_2 в флогопите.

Условные обозначения см. рис. 28

Рис. 30. Особенности состава флогопита из келифитовых кайм и частично расплавленного граната.

Условные обозначения см. рис. 28



В. В. Ковальским и др. [51] описан зональный флогопит из основной массы кимберлитов трубок «Светлая» и «Чомур». Зональный флогопит изучен Дж. Смитом и др. [175] в кимберлитовых породах Южной Африки и Канады. Центральные части кристаллов I типа (по Дж. Смиуту [175]) содержат больше TiO_2 (3,1—3,3 %), FeO (17,7—17,8), Al_2O_3 (15—16,5 %), чем краевые. В одном случае в краевой части кристалла I типа установлено высокое содержание Cr_2O_3 (1,46 %). Кристаллы флогопита II типа или слабо зональны, или почти незональны. Флогопит из ксенолитов магнезиальных ультрабазитов относится, в основном, к первой группе. По мере повышения основности породы в флогопите увеличивается содержание FeO , TiO_2 и снижается Cr_2O_3 и MgO (рис. 29). Особенно ярко это проявляется у флогопита из ильменитовых ультрабазитов и пироксенитов трубки «Обнаженная», в которой флогопит относится в основном к третьей группе. В то же время в этой трубке встречаются метасоматизированные (амфиболизированные) ксенолиты гранатовых лерцолитов и пироксенитов без ильменита, флогопит которых имеет низкотитанистый и относительно высокохромистый состав (см. табл. 16, ан. 14). Флогопит из эклогитов, как правило, вторичный, образованный на глубине при замещении первичных минералов. Его состав тесно связан с составом породы: в магнезиально-железистых эклогитах флогопит имеет повышенное содержание TiO_2 , FeO , тогда как в магнезиальных наряду с повышенными концентрациями TiO_2 , он содержит больше Cr_2O_3 (см. табл. 16, ан. 9, 10). Оригинальный состав у флогопита из келифитовых кайм и раскристаллизованных участков подплавленных желваков граната в кимберлитах и зерен этого минерала из ксенолитов пироксенитов (рис. 30). Поскольку исходным минералом для более позднего флогопита в этих образованиях служит гранат с широкими вариациями содержаний Cr_2O_3 и TiO_2 , то флогопит, унаследовав состав граната, также характеризуется существенными колебаниями этих оксидов. Среди разновидностей флогопита из келифитовых кайм и раскристаллизованных участков есть представители всех пяти групп: по высокохромистому гранату образуется флогопит, содержащий до

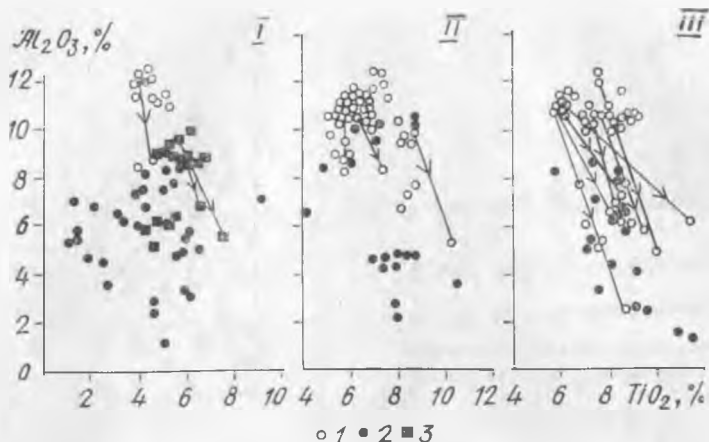


Рис. 31. Особенности состава флогопита из лампроитов Австралии [164]:

I — оливиновые лампроиты; II — фицроиты; III — волжидиты; 1 — фенокристаллы; 2 — зерна из мелкозернистой основной массы; 3 — из среднезернистой основной массы. Стрелками соединены составы различных зон одного зерна

5,5 % Cr_2O_3 , по низкохромистым и высокотитанистым — флогопит с низким содержанием хрома и повышенным титана. Среди указанных разновидностей флогопита внутри граната преобладает флогопит третьей группы (с высоким содержанием Cr_2O_3 и TiO_2). Он образуется по высокохромистому и высокотитанистому гранату, обнаруженному в кимберлитах Верхнемунского района. Необычен состав у включений флогопита в цирконе. Он относится к низкоглиноземистой и низкохромистой разновидности и имеет дефицит катионов в тетраэдрической координации. Глубинное (мантийное) происхождение флогопита, ассоциирующего с цирконом, несомненно. Флогопит из ингилитов, имея состав, близкий к флогопиту из циркона, отличается от него отсутствием Al в октаэдрической координации, что может свидетельствовать о пониженном давлении при его образовании.

Несмотря на широкие вариации состава флогопита из кимберлитов и ассоциирующих с ними пород, выделить среди них разновидности, сопоставимые с флогопитом из лампроитов, трудно. Флогопит в последних, как правило, более титанистый и низкоглиноземистый (рис. 31). По-видимому, лампроитовые расплавы формировались в других физико-химических условиях за счет сильно метасоматизированных пород верхней мантии при наличии в них ильменита и флогопита.

Приведенные данные не позволяют согласиться с М. Аримой и А. Эдгаром [145], отрицающими влияние валового состава системы на механизм замещения и растворимость в флогопите титана. Как показали наши исследования, такая зависимость существует, причем выражена исключительно четко, следовательно, это будет накладывать ограничения на возможности использования состава флогопита в качестве потенциального геотермометра и геобарометра. Более пер-

спективным в этом плане, по нашему мнению, является структурная позиция некоторых катионов в кристаллической решетке флогопита. Анализ показывает, что флогопит, образованный при очень высоком давлении в парагенезисе с алмазом и высокохромистым гранатом, практически лишен алюминия в тетраэдрической позиции, тогда как в этом минерале, образующем парагенезис с низкохромистым гранатом, и из безгранатовых пород значительная часть алюминия находится в тетраэдрической координации.

Флогопитсодержащие породы с парагенезисами глубинных минералов позволяют изучить возможности образования флогопита в разных условиях: от наиболее глубинных, при которых образуется алмаз, до характеризующихся пониженным давлением. По экспериментальным данным, область термодинамической устойчивости флогопита ограничивается $6,6 \cdot 10^9$ Па [64]. На основании этого можно было бы заключить, что флогопит устойчив в равновесии с алмазом. Тем не менее тщательные поиски включений флогопита в алмазе длительное время не приводили к положительному результату. Незамеченным оставалось и описание включений флогопита в африканском алмазе, приведенное в фундаментальном труде А. Ф. Вильямса [179]. Октаэдрическая огранка, несвойственная для флогопита, кристаллизовавшегося в других условиях, однозначно свидетельствует о первичном характере данного включения. Упоминаются включения флогопита в алмазе и в работе [151], хотя первичный характер этих находок недостаточно обоснован. Вторичный характер имеет флогопит из ксенолита алмазоносного пиропового лерцолита, описанного Дж. Доусоном и Дж. Смитом [152]. Он входит в состав келифитовой каймы, окружающей хромистый гранат, что определяет его более позднее образование.

В настоящее время достоверно установлено несколько находок включений флогопита в алмазе из кимберлитов Якутии (данные Н. В. Соболева). Это дает право утверждать, что флогопит, хотя и редко, но все же образует парагенетическую ассоциацию с алмазом. В хромсодержащем пиропе, стабильном на больших глубинах верхней мантии, в области устойчивого алмазообразования или недалеко от этой области включения флогопита встречаются редко. В табл. 16 (ан. 6) приведен состав хромсодержащего флогопита из высокохромистого граната. Для этого флогопита, кроме отмеченных выше особенностей, характерно высокое содержание Al_{IV} (66%), что обычно отмечается у высокобарических минералов. Гораздо чаще флогопит ассоциирует с низкохромистым гранатом — пиропом оранжевого цвета. Как показано выше, он замещает отдельные желваки граната и другие минералы из гранатсодержащих лерцолитов и пироксенитов. В таких ксенолитах глубинных пород пока достоверных находок алмаза не установлено. Флогопит, ассоциирующий с низкохромистым оранжевым гранатом, в отличие от ассоциирующего с высокохромистым фиолетово-красным гранатом не содержит Al_{VI} , что может указывать на образование его при пониженных давлениях.

Наблюдениями установлено, что наиболее высокие концентрации флогопита встречаются в ксенолитах глубинных пород, не содержащих

граната. Такие ксенолиты, по мнению многих исследователей, относятся к менее глубинным образованиям верхней мантии, чем гранат содержащие ксенолиты.

Изученные нами флогопитизированные ксенолиты перидотитов, пироксенитов и желваки граната позволяют утверждать, что в большинстве своем флогопит из ксенолитов и, по-видимому, значительная часть мегакристов этого минерала образовались метасоматически при замещении других глубинных фаз — пиропы, клинопироксена и др. Выявленные настоящими исследованиями различия между магматическим и метасоматическим флогопитом позволяют судить о различиях их образования. Магматогенный флогопит образовался в условиях верхней мантии при относительно быстрой смене *PT*-параметров, что препятствовало процессам упорядочения и привело к образованию несовершенных кристаллов. Метасоматический флогопит, появившийся после консолидации породы, кристаллизовался в более спокойной обстановке при медленном остывании, способствовавшем образованию крупных кристаллов с совершенной структурой.

Флогопитизация пород верхней мантии — процесс глубинный, осуществлявшийся вне пределов кимберлитовых трубок. По всей вероятности, он протекал по схеме, которую обосновал В. С. Соболев [96]. Согласно его представлениям, в верхних горизонтах мантии, на границе ультраосновных и основных пород формировались флогопитсодержащие породы, так называемые глимериты и скопления флогопита. Источником воды и калия, а также других компонентов явились потоки флюидов, образовавшиеся при дегазации глубинных менее дифференцированных участков мантии. Процесс образования основной массы флогопита мог осуществляться лишь при достижении растворами соответствующих уровней мантии с более низкими температурами ($< 1100^{\circ}\text{C}$) и пород, содержащих глинозем [96].

Для массовой флогопитизации наиболее благоприятной оказалась зона верхней мантии, сложенная безгранатовыми пироксенитами и перидотитами с повышенным содержанием клинопироксена. Этот процесс частично захватил и более глубинные зоны мантийного субстрата — пиропсодержащие лерцолиты, пироксениты, однако возникшие здесь скопления флогопита количественно значительно уступают концентрациям этого минерала в безгранатовых разновидностях глубинных пород.

Флогопит второй генерации — характерный минерал основной массы кимберлитов. Он, наряду с оливином второй генерации, перовскитом, апатитом, монтицеллитом, магнетитом, ильменитом второй генерации и некоторыми другими минералами, относится к заключительной стадии магматического этапа кимберлитового минералообразования. Начало этого этапа, по-видимому, совпадало с началом перемещения глубинного магматического расплава вверх, а завершение — с процессом застывания кимберлитовых пород в трещинах и диатремах. Состав кимберлитового расплава на заключительном этапе минералообразования характеризовался повышенным содержанием летучих компонентов, в том числе воды, щелочных элементов (особенно калия), фосфора, диоксида углерода, а также некоторых эле-

ментов, типичных для формации пород щелочных базальтоидов (титан, рубидий, цирконий и др.). В зависимости от степени дифференциации состав остаточного расплава (расплава-флюида) менялся от умеренного содержания элементов, характерных для пород щелочнобазальтоидного ряда, до повышенного их содержания. По-видимому, в зависимости от этого менялся состав флогопита заключительной стадии кристаллизации — от магнезиального флогопита до железистого и титанистого биотита, о чем свидетельствуют многочисленные химические анализы флогопита второй генерации, выполненные зарубежными исследователями [175].

Третья генерация флогопита из кимберлитов — постмагматическая, метасоматическая — связана с воздействием на частично или полностью консолидированные породы постмагматических растворов, обогащенных калием, фосфором, диоксидом углерода и другими компонентами. Флогопит третьей генерации развивался по основной массе кимберлитов, а также реакционно замещал другие минералы из ксенолитов осадочных пород и в редких случаях ксенолиты кристаллических сланцев фундамента платформ. Вместе с флогопитом образуется комплекс высокотемпературных минералов — монтichelлит, андрадит, моноклинный пироксен, что позволяет оценить температуру растворов не ниже 900 °C [124]. В результате наложенного метасоматоза образуются кимберлиты с повышенным содержанием вторичной слюды, а ксенолиты вмещающих пород превращаются в своеобразные слюдиты, сложенные белесыми чешуйками и пластинками флогопита, монтichelлита и некоторых других минералов.

А. В. Уханов и др. [117] изучали изотопный состав Н и О в слюдах из кимберлитов Якутии. Полученные значения δD колеблются от -64 до -151 ‰ и $\delta^{18}O$ — от $+8,6$ до $+4,4$ ‰ (SMOW). Повышенные значения δD установлены в слюде из гранатового перидотита и кимберлита, не подвергшейся постмагматическим изменениям, а минимальные — в хлоритизированной и вермикулитизированной слюде из серпентинизированного кимберлита. Полученные данные свидетельствуют о том, что вода неизмененных слюд имеет мантийное происхождение, тогда как измененные слюды содержат существенную примесь воды метеорного происхождения, воздействовавшей на кимберлит вблизи поверхности. Что касается изотопного состава кислорода изученных слюд, то он, в первую очередь, зависит от минерального парагенезиса; у слюд из оливиновых пород мантии $\delta^{18}O$ около $+5$ ‰, тогда как у слюды из кимберлитовых вкрапленников, сосуществовавшей с кальцитом, более высокое значение $\delta^{18}O$, около $+8$ ‰.

Подводя итог комплексному изучению флогопита из кимберлитов и связанных с ними пород, необходимо выделить признаки, по которым флогопит из глубинных пород отличается от этого минерала, образованного в других физико-химических условиях. Некоторые из этих признаков, по-видимому, могут быть типоморфными.

Изучение структурных особенностей флогопита показало, что большинство разновидностей этого минерала относится к модификации 1М и характеризуется низкой степенью упорядоченности. Отли-

чительное свойство многих образцов флогопита мантийного происхождения — наличие железа в четверной координации, т. е. широкое проявление изоморфизма $Al^{3+}_{IV} \rightarrow Fe^{2+}_{IV}$ в тетраэдрических слоях. Высокое содержание Fe^{3+} во флогопите при дефиците гидроксильных групп, особенности его распределения свидетельствуют о неравно-весных условиях образования этого минерала при высоких градиентах давления и температуры. Флогопит, образованный в условиях равновесия с алмазом, характеризуется низким содержанием Fe^{3+} , что является еще одним подтверждением восстановительных условий алмазообразования. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в флогопите разных парагенезисов указывает на возрастание окислительных условий в менее глубоких уровнях верхней мантии. По соотношению алюминия в тетраэдрических и октаэдрических слоях кристаллической решетки мантийные разновидности флогопита отличаются от коровых. Флогопит из кимберлитов и ксенолитов глубинных пород в большинстве случаев содержит повышенное количество Cr_2O_3 и низкое — FeO , в отличие от слюд других парагенетических групп, например образованных во вмещающих породах на контакте с трапповыми интрузиями. В последних повышено количество FeO при практически полном отсутствии Cr_2O_3 . Следует подчеркнуть, что при замещении флогопита хлоритом и вермикулитом в экзогенных условиях железо и особенно хром ведут себя как инертные компоненты, поэтому эти элементы могут быть надежными индикаторами при разбраковке слюдястых минералов из шлиховых ореолов на кимберлитовые и некимберлитовые.

СЕРПЕНТИН

Серпентин — главный породообразующий минерал кимберлитов большинства трубок и даек. Его содержание в породе варьирует от 20 до 95 %. Серпентин обычно развивается по оливину первой и второй генераций, клино- и ортопироксенам и основной массе кимберлитов, значительный объем которой первоначально, по-видимому, был сложен ультраосновным стеклом. В большинстве кимберлитовых тел Якутии серпентином замещен оливин из ксенолитов мантийных ультрабазитов. В кимберлитах довольно часто встречаются прожилки и гнезда, выполненные гелевидным изотропным серпентином, обычно плотным, фарфоровидным, с плоскораковистым изломом. Серпентином замещаются также ксенолиты осадочных пород, кристаллических сланцев фундамента, в меньшей мере — отторженцы трапповых интрузий [40].

Серпентин и продукты его изменения (монтмориллонит и др.) в гипергенных условиях установлены в древних погребенных и современных ореолах недалеко от коренных источников. Обломки псевдоморфоз серпентина по оливину и примазки его на минералах-спутниках алмаза встречаются в делювиально-аллювиальных отложениях вблизи трубки «Мир» и в русловых образованиях р. Ирелях недалеко от этой трубки [124]. Обломки кимберлитов, сложенные в основном серпентином и кальцитом, прослежены в русле р. Моркока

на расстояние более 10 км вниз от одноименной трубки. Серпентинизированный кимберлит встречается в русловых отложениях р. Уалаах-Муна. Псевдоморфозы серпентина по оливину, обломки серпентинизированного кимберлита найдены в погребенных юрских ореолах около трубки «Мир» [124]. При транспортировке и в условиях диагенеза в погребенных ореолах серпентин быстро разрушается, поэтому нахождение его в шлихах позволяет локализовать поисковую территорию и обычно указывает на близкие коренные источники. Успехи применения геофизических методов поисков кимберлитов, базирующихся на особенностях их физических свойств, также определяются степенью серпентинизации породы. От вторичных изменений минералов зависит обогащенность кимберлитов и полнота извлечения алмаза.

Следовательно, изучение серпентина из кимберлитов имеет не только генетическое значение, но и способствует совершенствованию методов поисков и локального прогнозирования алмазных месторождений, а также повышению качества обогащения кимберлитов и извлечения из них кристаллов алмаза.

Для исследования была подобрана коллекция образцов серпентина, охватывающая практически все названные выше типы этого минерала. Комплексное изучение серпентина с применением рентгеновской дифрактометрии, электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии показало, что в кимберлитах он представлен хризолитом и лизардитом [40]. Все изученные образцы серпентина характеризуются низкой степенью совершенства структуры, что не позволило установить их политипные модификации. По морфологической характеристике серпентин делится на два типа образований: волокна и псевдоизометричные пластинки.

Сопоставление этих структурно-морфологических разновидностей показывает, что их кристаллохимические особенности связаны с условиями образования серпентина в кимберлитовых породах. В частности, наиболее химически чистые, т. е. магнезиальные разновидности, относящиеся к хризолиту, приурочены к прожилкам. В этих условиях серпентин кристаллизовался из растворов, в связи с чем формирование его происходило путем соединения исходных структурных элементов в наиболее строго стехиометрическом соотношении. Серпентин из карбонатных пород отличается меньшей чистотой, в частности наличием MnO (0,11 %) и CaO (2,14 %), и морфологически характеризуется как волокнистым, так и мелкочешуйчатым строением. Наименее чистые и структурно-неоднородные разновидности серпентина связаны с ультраосновными ксенолитами.

Химический состав серпентина из кимберлитов до сих пор слабо изучен. Выполнены валовые химические анализы гидротермального серпентина из прожилков и гнезд, серпентина из ксенолитов глубинных пород, а также агрегатов этого минерала, замещающего осадочные породы [21, 22, 40]. Следует подчеркнуть, что валовые анализы серпентина, выполняемые, как правило, из навесок 1—2 г, дают конкретную характеристику состава минерала лишь в том случае, если отобранный на анализ материал однородный, не содержит микропримесей других фаз. Этим условиям частично отвечает серпентин из

Таблица 17. Валовой химический состав серпентина, %

| Компонент | Ксенолиты гранатосодержащих лепролитов | | | | Выделения в виде гнезд и прожилков | |
|--------------------------------|--|---------|---------|---------|------------------------------------|---------|
| | 88 | 155 | 217 | 385 | Ю-71-386 | Ю-77-37 |
| SiO ₂ | 40,04 | 41,17 | 41,36 | 42,18 | 36,60 | 37,70 |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | Не опр. | Не опр. |
| Al ₂ O ₃ | 0,26 | 0,27 | 0,60 | 0,52 | 0,92 | 0,77 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,03 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | Не опр. | Не опр. |
| Fe ₂ O ₃ | 7,00 | 5,29 | 4,21 | 5,01 | 1,86 | 2,23 |
| FeO | 2,01 | 2,78 | 3,74 | 2,10 | 0,35 | Не обн. |
| MnO | 0,05 | 0,07 | 0,12 | 0,07 | Не опр. | Не опр. |
| NiO | 0,02 | 0,49 | 0,43 | 0,45 | » » | » » |
| MgO | 31,13 | 31,31 | 31,03 | 32,50 | 42,83 | 41,33 |
| CaO | 0,50 | 0,52 | 0,50 | 0,33 | 0,76 | 1,20 |
| Na ₂ O | 0,05 | 0,11 | 0,08 | 0,21 | Не обн. | Не обн. |
| K ₂ O | 0,12 | 0,05 | 0,05 | 0,13 | » » | » » |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,10 | 0,14 | 0,11 | Не опр. | Не опр. |
| CO ₂ | Не опр. | Не опр. | 0,83 | Не опр. | » » | » » |
| H ₂ O ⁺ | » » | » » | 14,02 | » » | » » | » » |
| H ₂ O ⁻ | 1,45 | 2,41 | 2,36 | 1,55 | 0,86 | 1,40 |
| П. п. п. | 17,44 | 15,32 | Не опр. | 15,39 | 16,63 | 15,50 |
| Сумма | 100,17 | 99,97 | 99,48 | 100,68 | 100,81 | 100,13 |

прожилков и гнезд. Фиксируемое в гидротермальном серпентине переменное количество CaO, CO₂, FeO и Fe₂O₃ обычно исключается при расчете анализов на кристаллохимические формулы как механическая примесь кальцита и магнетита [22]. Однако микроскопическое изучение шлифов серпентинизированных ультрабазитов и псевдо-

Таблица 18. Химический состав минералов группы серпентина (микрозондовые

| Компо- нент | «Мир» | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | 62/1194 | 62/1194 | 53/1170 | 50/723 | 52/1170 | 62/1194 | 53/1171 | 57/627 |
| SiO ₂ | 22,05 | 26,54 | 28,89 | 38,46 | 39,96 | 40,88 | 41,95 | 45,73 |
| TiO ₂ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Al ₂ O ₃ | 0,57 | 0,47 | 0,20 | 0,08 | » | 0,04 | 0,15 | 0,67 |
| Cr ₂ O ₃ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | » | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| FeO | 11,11 | 9,78 | 7,37 | 3,90 | 2,90 | 4,20 | 5,12 | 5,63 |
| MnO | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| MgO | 37,35 | 42,20 | 33,64 | 34,49 | 40,60 | 45,51 | 41,27 | 35,69 |
| CaO | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Na ₂ O | » | » | » | » | » | » | » | » |
| K ₂ O | » | » | » | » | » | » | » | » |
| Сумма | 71,15 | 78,99 | 70,1 | 81,93 | 83,46 | 90,63 | 88,49 | 87,72 |
| | 14,42 | 11,49 | 10,97 | 5,22 | 3,84 | 4,88 | 6,49 | 8,09 |

морфоз по оливину первой генерации показывает, что они сложены многими разновидностями серпентина, отличающимися морфологией выделений, оптическими свойствами, окраской. Валовые анализы таких образований дают представление об усредненном составе смеси разновидностей серпентина. Этим, по-видимому, объясняется близкий состав нескольких проб серпентина из гранатовых серпентинитов трубки «Мир» (табл. 17). Чтобы определить состав разновидностей серпентина, слагающих ксенолиты ультрабазитов, а также установить наличие в смеси с серпентином других минеральных фаз, нами впервые анализировались локальные участки сложных серпентиновых псевдоморфоз по оливину в ксенолитах ультрабазитов трубок «Мир» и «Зимняя» с помощью рентгеновского микроанализатора (табл. 18). В результате получены исключительно широкие вариации в содержании SiO_2 (от 22,05 до 53,90 %), FeO (от 1,52 до 11,18 %), MgO (от 16,60 до 45,51 %) в минерале, который в прозрачных шлифах обычно относится к серпентину. Среди так называемых серпентинов оказались разновидности с исключительно высоким содержанием Al_2O_3 (11,22—14,86 %). Эти данные показывают, что в составе псевдоморфоз по оливину, кроме серпентина, присутствуют другие минеральные фазы, которые в смеси с преобладающим серпентином трудно идентифицировать. При пересчете некоторых микрозондовых анализов на кристаллохимические формулы получается избыток двухвалентных катионов и воды, что, по-видимому, обусловлено присутствием переменного количества примеси брусита. В других случаях устанавливается либо явный избыток, либо значительный дефицит кремния, магния и гидроксила. Эти данные показывают, что группа «серпентиновых» минералов сложна, требует разработки способов

анализы) из ксенолитов ультрабазитов кимберлитовых трубок Якутии, %

| | | | | | «Зимняя» | | | | «Комсомо- льская» |
|---------|-----------|-----------|---------|---------|----------|--------|---------|--------|----------------------|
| 56/864 | 53/1170/1 | 53/1170/2 | 53/1171 | 62/1186 | 3м-186 | 3м-112 | 3м-153 | 3м-131 | К-235 |
| 53,90 | 35,91 | 36,23 | 30,82 | 32,00 | 30,11 | 34,45 | 34,53 | 36,89 | 37,16 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,05 | 0,05 | 0,07 | Не опр. |
| 2,91 | 11,22 | 14,86 | 0,04 | 0,25 | 0,09 | 0,02 | 0,24 | 0,15 | 0,03 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| 1,52 | 3,83 | 4,20 | 9,98 | 6,76 | 7,45 | 7,09 | 5,82 | 5,41 | 5,89 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,13 | 0,16 | 0,18 | 0,16 | 0,07 |
| 16,60 | 27,06 | 25,66 | 37,54 | 39,97 | 34,09 | 27,80 | 35,97 | 36,84 | 38,41 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,23 | 0,10 | 0,11 | 0,09 | 0,05 |
| » | » | » | » | » | 0,02 | — | 0,01 | 0,03 | 0,04 |
| » | » | » | » | » | 0,01 | — | Не обн. | 0,02 | Не обн. |
| 74,93 | 78,02 | 80,95 | 78,38 | 78,98 | 72,15 | 69,72 | 76,07 | 79,67 | 81,66 |
| 4,79 | 7,29 | 8,33 | 13,01 | 8,66 | 10,95 | 12,33 | 8,32 | 8,58 | 7,93 |

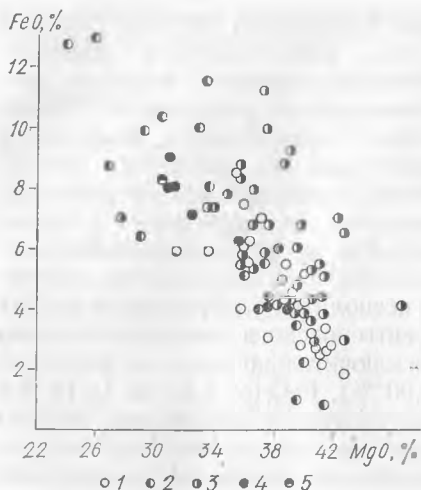
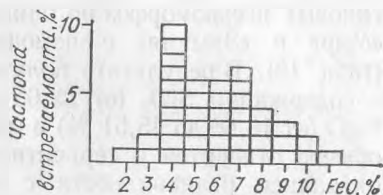


Рис. 32. Соотношение FeO и MgO в серпентине:

1 — гидротермальном из кимберлитов; 2 — из африканских кимберлитов; 3 — из ксенолитов глубинных пород, микронзондовые анализы; 4 — то же, валовые анализы; 5 — замещение в ксенолитах осадочных пород

Рис. 33. Гистограмма содержаний FeO в серпентине



идентификации и систематики их разновидностей из кимберлитов.

На диаграмму $\text{MgO}-\text{FeO}$ (рис. 32) нанесены точки состава серпентина из якутских и африканских кимберлитов [22, 40, 175]. Явно выраженная обратная зависимость между этими двумя оксидами указывает на изоморфное замещение $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}$ в кристаллической решетке минерала. Количество железа (рис. 33), вошедшее в кристаллическую структуру серпентина, определяется концентрацией этого элемента в системе, зависящей от железистости замещенного минерала.

Образование серпентина в кимберлитах мы связываем с постмагматическими (метасоматическим и гидротермальным) процессами. По данным изучения изотопного состава Н, образцы серпентина из якутских и африканских кимберлитов не различаются источником H_2O : в тех и других вода имеет преимущественно метеорное происхождение, но в соответствии с климатом и географической широтой в серпентине Якутии связанный водород характеризуется облегченным изотопным составом — до 200 ‰ [117]. Масштабы серпентинизации кимберлитов во многом определяются обводненностью вмещающих их осадочных и изверженных пород, а также составом. Кимберлиты большинства районов Африки располагаются в полях развития слабо обводненных кварцевых песчаников, сланцев, долеритов Карру, фельзитов и гранитоидов. Для них характерно относительно слабое развитие серпентина и других водосодержащих постмагматических фаз. В то же время кимберлиты Якутской провинции, залегаая в окружении карбонатных и терригенно-карбонатных пород с большими концентрациями погребенных минерализованных вод, изменены значительно более интенсивно. В случае воздействия нейтральных вод поверхностного происхождения на кимберлитовую брекчию, насыщенную обломками карбонатных пород, развиваются серпентин и кальцит. При воздействии гидротерм на кимберлит, содержащий ксенолиты с повышенным количеством SiO_2 и Al_2O_3 , вместо серпентина образуется сапонит, а порода обогащается SiO_2 [40].

ИНДИКАТОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КИМБЕРЛИТОВ В ОРЕОЛАХ

Особенности индикаторных минералов кимберлитов в шлиховых ореолах определяются двумя группами факторов: первичными, отражающими характер коренного источника, и вторичными, обусловленными спецификой посткимберлитовой их истории. Как подчеркивалось выше, каждое кимберлитовое тело представляет собой индивидуальный геологический объект, индикаторные минералы которого характеризуются целым рядом типоморфных признаков, присущих только данному кимберлитовому телу. По совокупности этих признаков производится идентификация минералов кимберлитов из россыпей и их отнесение к конкретному коренному источнику. Иначе говоря, индикаторные минералы являются своеобразным паспортом кимберлитового тела или его ореола и успешно применяются при минералогическом районировании алмазоносных территорий и оценке их перспективности.

Эндогенные и экзогенные процессы, связанные с кимберлитовыми породами, определили содержание индикаторных минералов в коренном источнике, соотношение пиропы, ильменита, хромшпинелида и др., гранулометрическое их распределение, соотношение цветковых разновидностей пиропы, хромдиопсида, циркона, морфологию зерен, количество выделений с включениями других фаз, наличие зерен со структурами распада, степень развития келифитовых кайм на пиропе и реакционных оболочек на других минералах, зональное строение граната, количество зерен агрегатного ильменита и его зерен с определенными термомагнитными и термоэлектрическими свойствами, химический состав индикаторных минералов и некоторые другие.

В процессе формирования шлиховых ореолов индикаторные минералы подвергались воздействию экзогенных факторов, вследствие чего частично они потеряли свои первичные признаки, возникшие в коренном источнике, и приобрели новые, вторичные. Особенно глубокие изменения характерны для кимберлитовых минералов из древних ореолов со сложной историей формирования.

Наиболее существенные постмагматические изменения индикаторных минералов кимберлитов осуществляются при их переносе на большие расстояния от первоисточника, неоднократном переотложении из более древнего коллектора в молодой, длительном пребывании

в волноприбойной зоне, воздействии химической коррозии в условиях гипергенного выветривания, внутрислойного растворения (диагенеза), проникновения гидротермальных растворов, связанных с внедрением в осадочные породы более поздних интрузий (обычно траппов). Чем дальше от коренного источника переносились минералы кимберлитов, чем дольше они находились в волноприбойной зоне и чем интенсивнее растворялись, тем сильнее меняются их форма и размеры зерен, морфология поверхности последних, количественные соотношения минералов и даже их химический состав. Расшифровка экзогенной эволюции индикаторных минералов кимберлитов и их ассоциаций — основа для повышения эффективности шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССЕ ТРАНСПОРТИРОВКИ

В процессе транспортировки кимберлитовых минералов водными потоками происходит их перераспределение по плотности, гранулометрии, истирание первичных (магматогенных) поверхностей и поверхностей скола; на зернах минералов формируются механогенные поверхности, зерна измельчаются, происходит снижение концентрации минералов кимберлитов. Для определения источников выноса индикаторных минералов, удаленности этих источников от их ореолов необходимо знать закономерности изменения этих минералов в экзогенных условиях.

Дифференциация минералов по гранулометрии. Чем дальше от коренного источника располагается шлиховой ореол, тем сильнее выражено уменьшение размера (среднего веса) зерен пироба и пикроильменита. Так, в площадном ореоле рассеяния трубки «Восток» на расстоянии 0,3 км от нее зерна пироба размером более 0,5 мм составляют 75 %, а на удалении 1,5 км количество таких зерен не превышает 30 %. В логе Хабардина на расстоянии 0,3 км от трубки «Мир» и в р. Ирелях около устья лога попадает большое количество зерен пироба крупнее 2 мм, в аллювии среднего течения р. Ирелях на расстоянии 12—15 км от трубки уже резко преобладают зерна размером менее 1 мм. В этой же россыпи на участке лог Хабардина — устье р. Ирелях в классе — 4 + 2 мм пироб преобладает над пикроильменитом после их переноса на расстояние 15—20 км, в классе — 1 + 0,5 мм это соотношение изменяется в пользу пироба только после 60-километрового переноса. В линейных ореолах средняя масса зерен индикаторных минералов при наличии одного коренного источника может возрастать от 1—1,5 мг в хвосте потока (первые десятки километров от коренного источника) до 10—15 мг вблизи кимберлитового тела. В зависимости от строения (монолитное, агрегатное) и трещиноватости средняя масса зерен может снижаться быстрее или медленнее. Однако при анализе площадных распределений минералов-спутников алмаза по гранулометрии зерен и при прогнозировании удаленности коренного источника следует учитывать, что размер

зерен этих минералов в коренных источниках не одинаков: наряду с кимберлитовыми телами, где средний размер зерен пироп и пикроильменита 2,0—4,0 мм, довольно часто встречаются тела со средними размерами зерен данных минералов < 1 мм. Естественно, что в ореолах от кимберлитовых тел, содержащих небольшие зерна пироп и ильменита, резкое преобладание низких гранулометрических классов не может являться свидетельством далекого расположения коренного источника.

Размерность зерен кимберлитовых минералов в ореолах тесно связана со степенью их вторичного замещения и трещиноватости в коренном источнике. Кроме того, крупность зерен минералов-спутников алмаза в аллювии, а также в прибрежно-морских осадках связана с гидродинамикой потока и длительностью пребывания в волно-прибойной зоне. Учитывая это, некоторые исследователи вообще отрицают закономерное изменение крупности зерен индикаторных минералов с удалением от коренных источников. Анализируя имеющиеся данные о гранулометрическом распределении индикаторных минералов по площади ореолов, следует признать, что тенденцию к уменьшению зерен с удалением от кимберлитового тела все же можно проследить.

Дифференциация минералов кимберлитов по плотности. В процессе транспортировки минералов их механическая дифференциация проявляется в изменении соотношения пироп и пикроильменита, имеющих контрастные различия по плотности. Более тяжелый пикроильменит концентрируется ближе к коренному источнику, тогда как относительно легкий пироп относится на большие расстояния. Так, соотношение пироп — пикроильменит в кимберлитах трубки «Восток» (Далдыно-Алакитский район) составляет 1 : 1, в ореоле рассеяния, образовавшемся в верхнепалеозойских отложениях, это соотношение на расстоянии 300 м от трубки равно 1 : 19, на расстоянии 1,2 км — 1 : 15, а в 2 км — 1 : 4. Подобная картина наблюдается в районе трубки «Мир», где соотношение пироп — пикроильменит в ореоле по мере удаления от трубки изменяется от 1 : 18 до 1 : 9. В четвертичных россыпях лог Хабардина — р. Иреях — р. Малая Ботуобия соотношение пироп — пикроильменит уменьшается от 1 : 7—1 : 8 (лог Хабардина) до 1,4—1 : 5 в среднем течении р. Иреях (в 10—15 км от трубки) и до 1 : 1 в аллювии р. Малая Ботуобия на расстоянии 35 км от трубки «Мир». В аллювии нижнего течения р. Малая Ботуобия на расстоянии 80 км от трубки пироп уже существенно преобладает над пикроильменитом. Крайней степенью плотностной дифференциации является соотношение пироп и пикроильменита в ореолах далекого переноса, а также в ореолах с признаками прибрежно-морских условий формирования. В них пикроильменита нет или он встречается крайне редко, в то время как пироп достигает значительных концентраций. Примерами подобных ореолов могут служить скопления пироп на участках Дьюкунах, Чернышевский и др. Однако как по гранулометрическому распределению индикаторных минералов, так и их содержанию кимберлитовые тела существенно отличаются. Поэтому, несмотря на общую тенденцию к

концентрации более тяжелого пикроильменита недалеко от коренного источника, иногда его низкое содержание в ореоле не будет свидетельствовать о далеком расстоянии до источника выноса. Например, в шлиховом ореоле около трубки «Айхал» из индикаторных минералов были установлены пироп и хромит при отсутствии ильменита. Как оказалось, кимберлиты открытой по этому ореолу трубки сильно обеднены пикроильменитом, что и определило особенности данного ореола.

Эволюция морфологии зерен. При поисках алмазных месторождений исключительно важным этапом исследований является правильное прогнозирование по сохранности и другим признакам минералов кимберлитов местоположения коренного источника. Этому вопросу посвящен ряд работ, в которых рекомендуется удаленность ореола от коренного источника оценивать по морфологическому облику зерен минералов-спутников алмаза и по частоте встречаемости в зонах переноса и седиментации минералов, обладающих различной транспортабельной способностью [82, 83, 124].

Из минералов-индикаторов наибольшей транспортабельностью обладают пироп, пикроильменит, хромит, циркон. Менее транспортабельны хромдиопсид, оливин, апатит, титаноклиногумит, практически не переносятся флогопит и серпентин.

Значение этих минералов при поисках неравноценно. Хромит в повышенном количестве встречается вблизи коренного источника совместно с пиропом и пикроильменитом. Однако единичные зерна хромита обнаруживаются в ореолах на расстоянии десятков и даже сотен километров от кимберлитового тела. Хромдиопсид, обладая совершенной спайностью, при транспортировке быстро раскалывается, измельчается и исчезает в ореолах уже на расстоянии первых десятков километров. Оливин, так же как апатит и титаноклиногумит, прослеживается на расстояние не более 10—15 км от коренного источника. Обнаружение в ореолах хромдиопсида, оливина, апатита и титаноклиногумита совместно с пиропом и пикроильменитом указывает на близость первоисточников этих минералов.

С удалением от коренных источников меняются форма, морфология поверхности зерен и другие особенности минералов-спутников алмаза. С увеличением расстояния переноса с разной степенью интенсивности происходит уничтожение первичной (магматогенной) поверхности и скульптур (микрошероховатости, бархатистости, бородавчатости, микробугорчатости, шиповидных выступов и др.) на зернах пироба, келифитовых оболочек. Трещиноватые зерна, а также содержащие включения хромдиопсида, хромита, ильменита, псевдоморфозы по оливину, растрескиваются. По мере увеличения дальности транспортировки у пироба постепенно сглаживаются углы и ребра первичных сколов (рис. 34), все чаще попадают зерна с цирковидными, кратерными и серповидными формами выбоин, которые при дальнейшем переносе вследствие истирания становятся нечеткими; разрушаются зерна неоднородного (зонального и блокового) строения.

У пикроильменита прежде всего уничтожаются лейкоксеновые и перовскитовые оболочки, затем сглаживаются углы и ребра на пер-

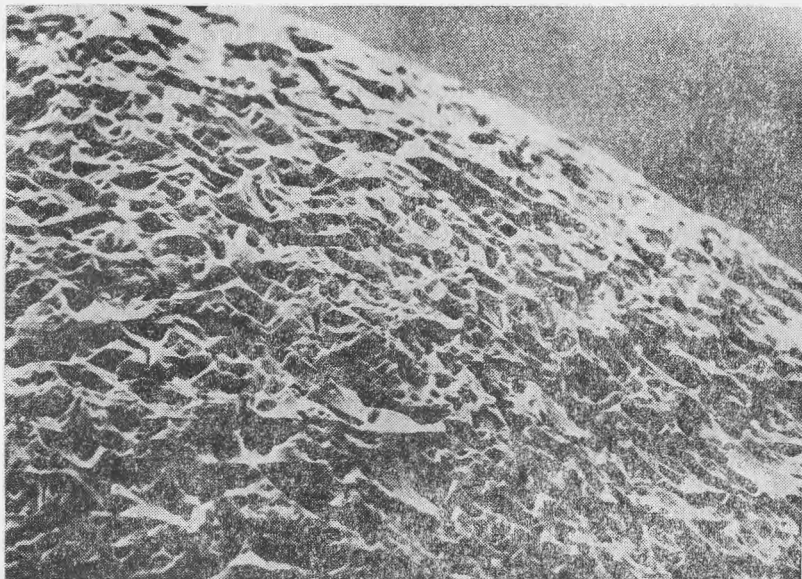


Рис. 34. Особенности микроморфологии поверхности «сильно изношенных» зерен граната из шлихового ореола

вичных сколах, разрушаются агрегатные зерна и, наконец, постепенно этот минерал полностью истирается.

Не меньшее влияние на сохранность минералов-спутников алмаза оказывают масштабы и характер вторичного их замещения в коренном источнике. Вторичные продукты, образующиеся как по периферии (келифитовые) каймы, так и внутри зерен, резко снижают их механическую прочность. Поэтому минералы, даже слегка затронутые выветриванием, уже недалеко от коренного источника превращаются в мелкие осколки и пылевидные частицы, трудно определяемые в шлихах. Нахождение в россыпях зерен пиропса с фрагментами келифитовой оболочки, трещиноватых зерен, участки которых заместились серпентином, карбонатом, — надежный признак близости (первые сотни метров или первые километры) кимберлитового тела.

Лейкокситовые, анатазовые и перовскитовые оболочки на зернах пикроильменита более устойчивы, чем келифитовые на пиропе. Особенно высокой стойкостью обладают лейкокситовые пленки, покрывающие сплошным или прерывистым слоем зерна пикроильменита. При транспортировке в первую очередь истираются бородавчатые неровности, сложенные анатазом и перовскитом. Более длительная транспортировка приводит к полному уничтожению таких первичных оболочек, хотя их реликты на поверхности пикроильменита сохраняются на удалении нескольких километров от трубки и поэтому не являются доказательством очень близкого расположения коренного источника.

В тех случаях, когда пироп и другие минералы подверглись химическому выветриванию, следы их механического износа могут быть частично или полностью уничтожены коррозией. Если древние ореолы с корродированным пиропом размываются современными реками, то в их аллювии могут встречаться в повышенном количестве зерна пироба со следами гипергенного растворения. В этом случае для решения вопроса об удаленности коренного источника следует учитывать поверхностную морфологию зерен пикроильменита, так как последний в условиях выветривания более устойчив, чем пироп.

Хорошая окатанность минералов-спутников алмаза, равно как и других минералов, не всегда отражает дальность линейного переноса; иногда она является следствием их перемыва и переотложения из древних пород в более молодые. В этом случае неоднократные перемывы и переотложение минералов-спутников алмаза в вертикальном разрезе создают впечатление длительной транспортировки на большие расстояния. Обычно детальные палеогеографические реконструкции позволяют восстановить сложную картину многократного перемыва и избежать ошибок в прогнозировании удаленности ореолов от коренного источника. Примером многократного переотложения и прохождения кимберлитовых минералов через стадию прибрежно-морского осадконакопления служат локальные ореолы с высокими концентрациями хорошо окатанных и отсортированных зерен пироба, а иногда и алмаза, обнаруженные на юге Сибирской платформы и в Якутии. На юге Сибирской платформы локализация окатанных зерен пироба приурочена к каменноугольным отложениям Мурской впадины (в 120 км на северо-восток от г. Братск) [116]. Первые находки сильно изношенного пироба в Малоботубинском районе установлены в каменноугольных аллювиальных отложениях, содержащих продукты переотложения зрелой коры выветривания [124]. Несколько позднее подобные ореолы пироба были обнаружены в раннекаменноугольных прибрежно-морских гравелитах Кутюндинского прогиба [84], в базальном горизонте карнийского яруса на хр. Туора-Сис и крыже Чекановского [66], а также новый ореол в северо-западной части Малоботубинского района. Обнаружение оригинальных по морфологии и гранулометрии зерен пироба в древних коллекторах и прибрежно-морской генезис некоторых из них (Кутюндинский грабен, хр. Туора-Сис) позволили выделить особый тип ассоциации минералов кимберлитов в россыпях, характеризующихся определенным набором типоморфных признаков. Формирование этих признаков подчинено общим закономерностям, типичным для прибрежно-морского осадконакопления. Наиболее характерные из них: 1) сильная окатанность зерен вплоть до формирования идеальных шариков или овальных яйцевидных форм с гладкой, нередко блестящей поверхностью; 2) гранулометрическая сортировка зерен, приводящая к весьма выдержанной размерности (размер 0,5—2 мм) ассоциации минералов; 3) плотностная дифференциация, благодаря которой формируются мономинеральные ореолы, сложенные одним пиропом, или полиминеральные, представленные минералами, близкими по плотности (например, пиропом и алмазом); 4) обеднение пиропом-

вой ассоциации разновидностями этого минерала, менее устойчивыми в условиях гипергенеза и транспортировки (низкохромистый гранат оранжевого цвета).

Во всех изученных ореолах прибрежно-морского генезиса резко доминирует пироп, в некоторых ореолах к нему присоединяется повышенное количество алмаза (Малоботуобинский район, хр. Туора-Сис). Ильменит, имеющий более высокую плотность, для изученных ореолов с признаками прибрежно-морских условий осадконакопления не характерен. Он, по-видимому, аккумуляровался в других местах, хотя приходится удивляться, почему до сих пор не установлены существенно ильменитовые ореолы с признаками прохождения прибрежно-морского цикла переноса. Причин этому может быть две: либо ильменит, будучи менее стойким к истиранию в условиях морской абразии, уничтожен, либо ильменитовые ореолы пропускаются из-за небольших размеров (0,5—1,5 мм) его зерен, которые без специальных исследований (с использованием рентгеновского микроанализатора) нелегко отличить от ильменита некимберлитового генезиса (например, траппового).

ХИМИЧЕСКОЕ ВЛИЯНИЕ СРЕДЫ НА АЛМАЗ И ЕГО МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ В ДРЕВНИХ ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛАХ

Уже в начале изучения минералов-спутников алмаза было отмечено наличие на их поверхностях своеобразных скульптур. Образование последних тогда связывалось с оплавлением и растворением зерен пироба и других минералов непосредственно в кимберлитовом очаге. Обнаружение корродированных зерен минералов кимберлитов в россыпях считалось неопровержимым признаком близости их коренного источника. Однако после детального исследования скульптурированных зерен пироба из верхнепалеозойских отложений в районе пос. Чернышевский [129], коры выветривания кимберлитов трубы им. XXIII съезда КПСС и аллювиальных отложений бассейна р. Эбелях [124] было установлено, что коррозия поверхностного слоя зерен пироба осуществлялась либо в гипергенных условиях, либо под воздействием гидротермальных растворов, связанных с трапповой магмой. После этого химической коррозии была отведена ведущая роль в преобразовании облика минералов из кимберлитов, прежде всего пироба. Разработаны критерии, позволяющие отличать эндогенный рельеф на зернах индикаторных минералов от экзогенного. В настоящее время скульптурированные зерна пироба обнаружены практически во всех древних коллекторах, содержащих минералы из кимберлитов, и в современных отложениях, сформировавшихся за счет древних россыпей [124].

Многообразные и весьма сложные изменения поверхности зерен индикаторных минералов кимберлитов совершались под воздействием: а) гипергенного выветривания; б) гидротермальных растворов; в) диагенеза (внутрислойное растворение). В некоторых случаях

вмещающие породы подверглись региональному метаморфизму, что привело к особо глубокому преобразованию минералов кимберлитов.

Алмаз относится к весьма стойким минералам и в россыпях обычно не подвергается окислению. Тем не менее в последнее время некоторые исследователи (В. П. Жихарева) стали выделять алмаз с признаками окислительного растворения. Это кристаллы с матированной поверхностью, с развитыми на поверхностях леденцовыми скульптурами, ромбическими и другими узорами. Предполагается, что окисление алмаза в россыпях произошло под воздействием вторичного нагрева, вызванного региональным метаморфизмом или же при внедрении в коллекторы алмаза интрузий.

В зоне гипергенеза, в промежуточных коллекторах изменения минералов-спутников алмаза осуществляются при: а) реакциях растворения с переходом вещества минерала в окружающую среду (поверхность корродируется); б) реакциях замещения, когда минерал замещается другой фазой либо несколькими фазами; в) коррозионном растрескивании, вследствие которого от поверхности его слоя отслаиваются чешуйки. Интенсивность гипергенного выветривания минералов определяется в основном их структурными особенностями и химическим составом, а также физико-химическими условиями вмещающей среды [2].

Индикаторные минералы кимберлитов, подвергшиеся сильной коррозии (особенно пироп), впервые были встречены и изучены в коре выветривания кимберлитов трубки им. XXIII съезда КПСС [124]. Поверхность большинства (около 92 %) зерен пироба из коры выветривания покрыта отчетливыми, иногда геометрически правильными скульптурами. Среди них преобладают положительные формы в виде бугорков, капель, усеченных и островершинных пирамид и конусов (рис. 35). Обычно сравнительно крупные скульптуры первого порядка осложнены аналогичными по форме, но более мелкими скульптурами второго и следующих порядков. Формирование положительного рельефа в процессе коррозии объясняется преимущественным выносом вещества по межблоковым относительно дефектным границам, в то время как малодефектные блоки оказываются более устойчивыми и образуют положительные формы рельефа.

В верхней зоне коры выветривания кимберлитов довольно часто (2—4 %) встречаются зерна пироба в виде выпуклогранных кубоидов, на гранях которых наблюдается бугорчатость, похожая на скульптуру у подобных зерен пироба из россыпей бассейна р. Эбелях. На гранях сильно искаженных кубоидов помимо бугорков отмечены конические фигуры с гладкой поверхностью, оси которых расположены под острым углом к поверхности зерен. На отдельных участках зерен эти фигуры образуют покров, напоминающий чешую рыбы. При преобладании в коре выветривания зерен пироба фиолетово-красного цвета (70 %) кубоиды чаще всего окрашены в оранжевый цвет. Оранжевая разновидность пироба в кимберлите составляет всего 9 %. Большинство кубоидов пироба и наиболее скульпптированные зерна сконцентрированы в верхней зоне коры выветривания. В нижней зоне их заметно меньше и изъеденность их менее интенсивная. В зоне перехода к плот-

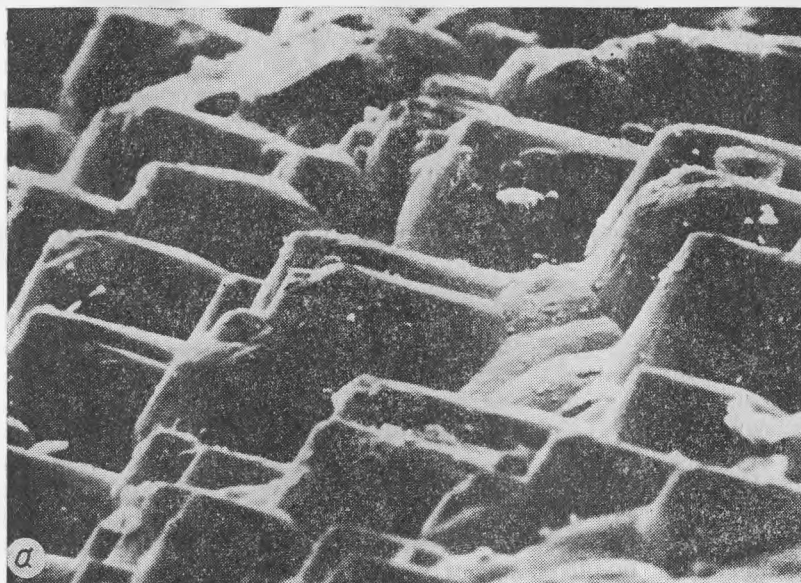


Рис. 35. Типы рельефа гипергенного растворения на поверхности зерен пиропса из коры выветривания трубки им. XXIII съезда КПСС:
 а — конусообразный; б — каплевидный

ным кимберлитам количество скульптированных зерен существенно снижается, а в плотных кимберлитах они единичны.

Образование кубоидов пироба связано с гипергенным растворением поверхностного слоя его округлых и овальных зерен, который, как, правило, более дефектный, чем ядро; при этом образуются формы с низкой ретикулярной плотностью. Для граната такой формой является куб (наличие в структуре винтовой оси четвертого порядка [3]). Возможность образования кубоидов из округлых зерен пироба доказана также В. К. Соболевым [94].

Другой характер коррозии пироба установлен в осадочных породах, причем в разновозрастных отложениях он заметно различается, что связано, по-видимому, с разными физико-химическими условиями растворения. В мезозойских отложениях Малоботуобинского района морфологический облик многих зерен пироба определяется трихитическими каналами — тончайшими волосовидными пустотами травления по дефектам кристаллической решетки (рис. 36). У граната разного цвета трихитические пустоты различны: у фиолетового наиболее тонкие и густые, неразличимые даже при больших увеличениях, у красного и оранжевого они значительно крупнее, располагаются реже и в глубине зерна ветвятся. На красных и оранжевых зернах развиваются микроаналоги трихитических каналов — клиновидные впадины с полигональным устьем. Последние обычно приурочены к периферийной части зерен. У фиолетового граната трихитические пустоты концентрируются в приповерхностном слое и благодаря своей тонкости и густоте образуют «белесую» рубашку, нередко четкой границей отделенную от ядра. У красного граната такая граница не наблюдается, у оранжевого распределение трихитических каналов еще менее четкое, иногда равномерное по объему.

Для пироба из верхнепалеозойских отложений Малоботуобинского и других районов трихитические каналы менее характерны. На них чаще развиты клиновидные впадины, неправильной формы каверны, более четко выражен положительный рельеф с пологими гладкими микробугорками, придающими зерну жирноватый блеск, реже с крупными конусообразными бугорками, еще реже встречаются кубоиды. Среди этих разновидностей граната можно выделить зерна с преобладанием либо положительного, либо отрицательного рельефа. Первые имеют высокую прозрачность, вторые, как правило, малопрозрачные мутные из-за скопления вторичных продуктов, сохранившихся в отрицательных формах рельефа. Для последних характерно также шелушение поверхностного слоя, выкалывание отдельных чешуек, мелких блоков, возникновение на поверхности линзо-, кольце- и серповидных отрицательных форм рельефа. Появление этих скульптур, по-видимому, связано с внутренними напряжениями, заложенными в зернах пироба еще на эндогенной стадии. Описанные разновидности пироба с коррозионным травлением формировались в условиях выветривания кимберлитов или осадочных пород, а также при диагенезе осадков под воздействием циркулирующих растворов.

Существенные преобразования морфологии минералов-спутников алмаза и сопутствующих им минералов в осадочных толщах происходят

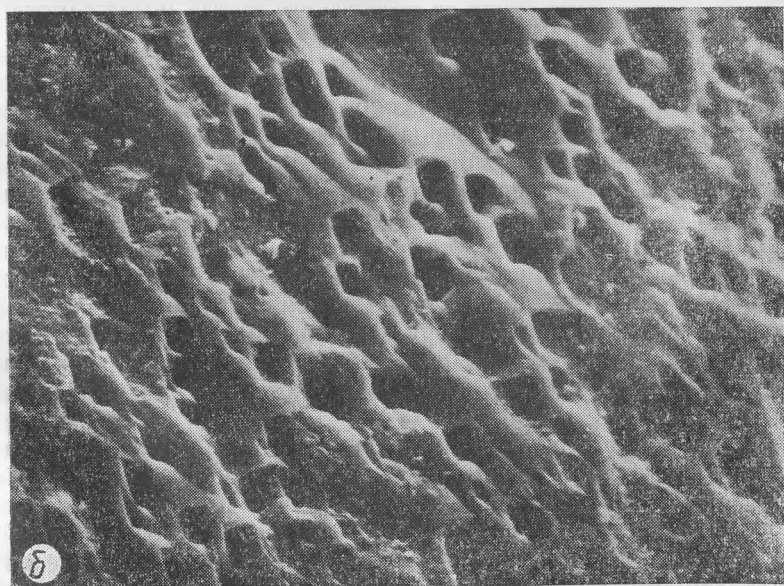
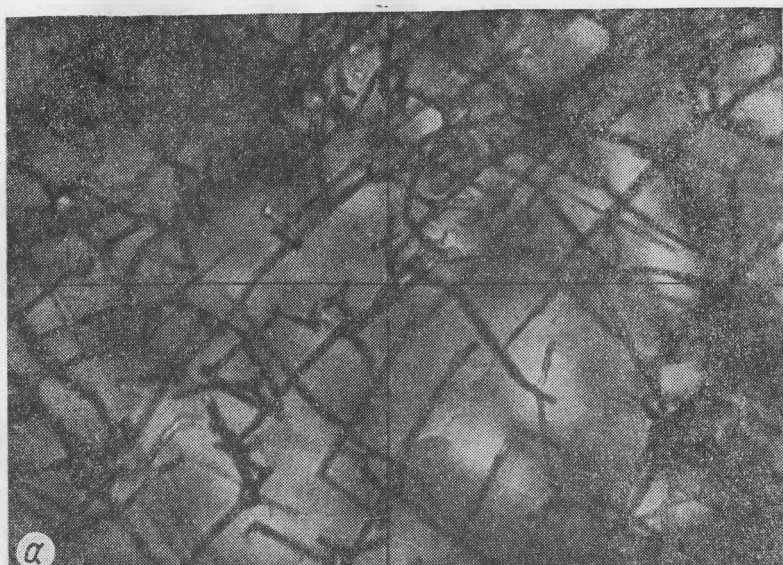


Рис. 36. Волосовидные (трихитические) каналы травления по дислокациям пиропы, ореол Водораздельные галечники:
а — переплетающаяся сеть каналов травления; *б* — устья волосовидных каналов травления на поверхности зерен пиропы

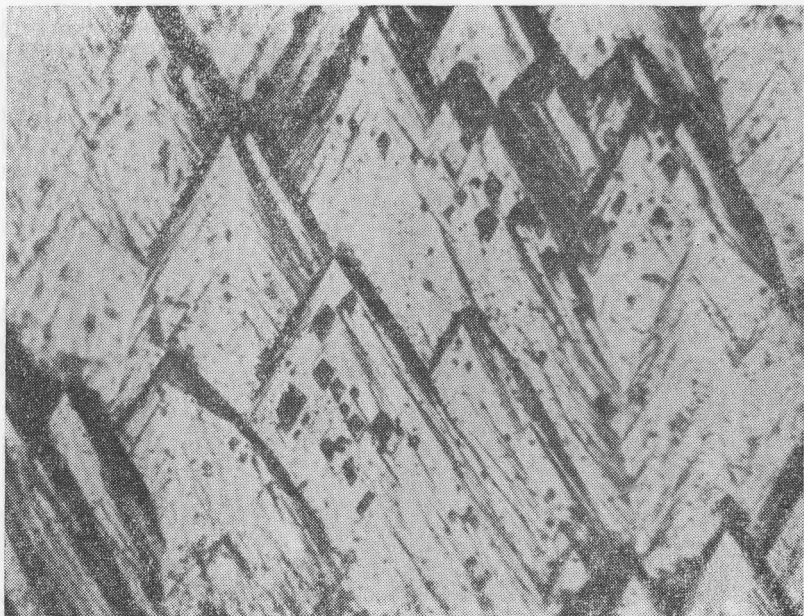


Рис. 37. Черепитчатый рельеф на зерне пиропса, элювий трубки «Ягодка» Алданского района

также под воздействием гидротерм, источником которых являются расположенные поблизости от ореолов интрузии, в данном случае, долеритов. Корродированные зерна пиропса из кластических верхнепалеозойских пород, находящихся в сфере влияния пластовых и секущих тел долеритов пермско-триасового возраста, обнаружены в районе пос. Чернышевский. Эти зерна имеют неправильную форму с ярко выраженным, кристаллографически индивидуализированным положительным рельефом в виде «тетрагональных» пирамид, которые, налагаясь друг на друга, образуют черепитчатый рельеф (рис. 37). Подобные скульптурированные зерна пиропса широко развиты в каменноугольных отложениях Чехии и в верхних горизонтах сильно выветрелых кимберлитоподобных пород некоторых трубок Алданского района.

Пикроильменит в гипергенных условиях изменяется незначительно. Наиболее типично образование на поверхности его зерен лейкоксеновых оболочек. Изучение В. П. Афанасьевым подобных зерен пикроильменита из участка Тымтайдах (Малоботубинский район) позволило выделить три типа оболочек. Оболочки первого типа имеют параллельно-шестоватое строение, рыхлую, охристую поверхность. Цвет их с поверхности коричневый, внутри светло-коричневый. Оболочки второго типа — желтоватые или грязно-серые тонкие плотные корочки, с трудом царапающиеся иглой. Третий тип — тонкие рыхлые, легко отслаивающиеся от зерна корочки желтовато-серого, коричневатого-желтого цвета. Установлена зависимость между типами

корочек и поверхностью зерен пикроильменита под корочками. В первом случае коррозионный рельеф тонкий, зерно рыхлое, трещиноватое, во втором — зерно почти не изменено, а в третьем — коррозионный рельеф крупный, ямчатый. В лейкоксенизированной зоне пикроильменита уменьшается содержание Mg и Fe , растет Ti , образуются анатаз и, возможно, другие вторичные продукты. Лейкоксенизация развивается преимущественно по монолитным зернам пикроильменита и не захватывает участки с перовскитом. Граница между лейкоксом и неизмененным пикроильменитом обычно четкая, в редких случаях лейкоксен в виде языков проникает в пикроильменит. Встречаются также зерна пикроильменита с корродированной поверхностью. Рельеф на таких зернах тонкошероховатый, в редких случаях кавернозный. Иногда зерна этого минерала приобретают сажистый облик, существенно разрыхляются, становятся легкими, пачкают руки, легко раздавливаются. Подобные зерна пикроильменита часто встречаются в россыпи Водораздельные галечники. Несколько по-другому выветриваются агрегатные зерна пикроильменита, поэтому коррозионные фигуры на них редки. Действие коррозионных агентов проявляется в основном по межзерновым границам, что приводит к разрушению агрегатного зерна на мелкие монозерна, визуально трудно отличимые от мелких зерен траппового ильменита. В целом агрегатные зерна в процессе выветривания оказываются менее устойчивыми, чем монолитные.

Хромшпинелид — наиболее устойчивый минерал (после алмаза и, по-видимому, циркона) в кимберлитах. Измененные зерна хромшпинелида встречаются в коре выветривания кимберлитов трубки им. XXIII съезда КПСС и в некоторых древних ореолах. Выветривание охватывает зерно этого минерала равномерно независимо от кристаллографической формы поверхности. На сколах возникают многочисленные красноватые внутренние рефлексy, обусловленные микротрещинами. На поверхности появляются оспинки, мельчайшие ямки. В случае углубления процесса поверхность зерна светлеет, снижается прочность, увеличивается число щербинок. При раскалывании зерна выявляется зональное строение: периферийная зона тонкоагрегатная или зернистая, ядро монолитное. Выветрелые зерна рыхлые, легко раздавливаются, превращаясь в коричневый порошок. В коре выветривания обнаружено около 20 % зерен хромшпинелида с явно выраженными следами выветривания, тогда как в плотном кимберлите их практически нет. По-видимому, при выветривании происходит изменение химического состава хромшпинелида, аналогичное установленному для этого минерала в коре выветривания габбро Кемпирсайского массива [50].

При высокотемпературном метаморфизме породы, содержащие минералы-спутники алмаза, изменяются до неузнаваемости. В Якутии такие породы пока не обнаружены. За рубежом они описаны как метакимберлиты [146]. Пироп и пикроильменит в них, как правило, уничтожены при метаморфизме, а хромсодержащая шпинель сохранилась, но ее состав эволюционировал в сторону повышения магнeзиальности. Обнаружение за рубежом алмазоносных пород, не

содержащих традиционных минералов-спутников алмаза, должно учитываться при выборе методики поисков алмазных месторождений в некоторых регионах нашей страны.

Таким образом, как следует из приведенных данных, индикаторные минералы кимберлитов из россыпей несут информацию об удаленности ореола от коренного источника, условиях транспортировки, захоронения, перетолжения из более древнего коллектора в молодой, о перенесении ими процессов химического выветривания.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПИРОПА В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОРЕОЛОВ

Важными факторами эволюции химического состава пироба в ореолах рассеяния кимберлитовых тел являются химическое выветривание, механическая дифференциация по гранулометрии и механическое истирание.

Изучение распределения зерен граната в кимберлитах по их размерам показало, что эта характеристика меняется от трубки к трубке и может быть использована при типизации шлиховых ореолов [124]. Размер выделений этого минерала довольно четко коррелируется с его химическим составом. Наиболее крупные зерна, отнесенные к мега-кристам, окрашены, как правило, в оранжево-красный цвет и характеризуются низким содержанием Cr_2O_3 (0,5—2,0 %) и повышенным FeO (9—11 %). Зерна среднехромистого граната небольшие (1,5—3 мм), красного или бледно-фиолетово-красного цвета. Среди зерен высокохромистого граната резко преобладают небольшие — от 0,5 до 2 мм (табл. 19). В связи с тем что при формировании шлиховых ореолов ближе к коренным источникам оседают более крупные зерна граната (мелкие зерна переносятся широко и на большие расстояния), естественно, что состав шлиховой ассоциации этого минерала меняется по мере удаления от коренного источника в сторону увеличения количества зерен с повышенным содержанием Cr_2O_3 .

Исследованиями [3,83] установлено, что в ореолах по мере удаления от коренного источника происходит снижение содержания оранжево-красного граната. В коренных источниках желвачки оранжевого граната изобилуют внутренними дефектами (дислокациями), содержат повышенное количество включений других минералов, более трещиноваты и подвержены более интенсивным вторичным

Таблица 19. Характеристика пироба по классам крупности

| Трубка | Класс крупности, мм | n | n_1 | n_2 | n_3 | n_4 | \bar{x} , % |
|--------|---------------------|-----|-------|-------|-------|-------|---------------|
| «Мир» | —2+1,6 | 146 | 28,1 | 24,6 | 7,5 | 2,74 | 3,38 |
| | —1+0,4 | 144 | 21,5 | 32,6 | 11,1 | 3,47 | 3,96 |
| № 2 | —2+1 | 88 | 13,6 | 43,2 | 23,9 | 7,1 | 5,10 |
| | —1+0,5 | 78 | 10,3 | 46,1 | 29,5 | 14,1 | 5,08 |

Примечание. Количество зерен: n — общее; n_1 — с $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2$ %; n_2 — с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 5$ %; n_3 — с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 7$ %; n_4 — в алмазной ассоциации; \bar{x} — среднее содержание Cr_2O_3 .

Таблица 20. Содержание цветowych разновидностей пиропа корродированных и некорродированных ассоциаций, %

| Трубка | Класс крупности | | | | | | | | |
|--------------------------|-----------------|-------|-------|--------|-------|-------|----------|-------|-------|
| | -4 + 2 | | | -2 + 1 | | | -1 + 0,5 | | |
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| «Мир» | 31,30 | 3,10 | 65,60 | 27,90 | 1,70 | 70,70 | 17,00 | 9,00 | 74,00 |
| То же, ореол | 13,54 | 14,28 | 72,18 | 6,44 | 12,50 | 81,06 | 8,00 | 12,14 | 79,86 |
| № 2, плотный кимберлит | 10,30 | 8,84 | 80,86 | 1,68 | 1,01 | 97,30 | 3,05 | 3,05 | 93,90 |
| То же, кора выветривания | 7,48 | 10,88 | 81,64 | 9,59 | 8,22 | 82,19 | 8,88 | 3,12 | 88,00 |

Примечание: 1 — оранжевый; 2 — красный; 3 — фиолетовый.

изменениям, чем другие цветowych разновидности его, особенно фиолетово-красные. В процессе транспортировки такой пироп разрушается и истирается в первую очередь, что также способствует накоплению хромистых его разновидностей. В зональных зернах граната и других минералах с нормальной сменой зональности менее хромистые зоны концентрируются по периферии зерна. При транспортировке они уничтожаются в первую очередь, сохраняя более хромистое ядро. Это еще одна возможность обогащения шлиховых ассоциаций минералов их хромистыми разновидностями. Однако оценить вклад механических факторов в повышение хромистости пироповой ассоциации в процессе транспортировки трудно, вероятно, он невелик.

Визуальные наблюдения и экспериментальные данные показывают, что первостепенным фактором эволюции химического состава пироп в ореолах рассеяния является химическое выветривание. Выше подчеркивалось, что пироп относительно мало устойчив в коррах выветривания и в условиях диагенеза осадочных коллекторов. Ранее отмечалось, что в древних ореолах рассеяния, содержащих выветрелые минералы кимберлитов, доля фиолетово-красного пироп увеличивается по сравнению с коренным источником (табл. 20). Предполагается, что наиболее вероятной причиной несоответствия цветowych разновидностей граната в коренных источниках и ореолах явля-

Таблица 21. Особенности химического состава выветрелых разновидностей пироп из кимберлитов и их ореолов

| Трубка | n | n_1 | n_2 | n_3 | n_4 | \bar{x} , % |
|--|-----|-------|-------|-------|-------|---------------|
| «Мир» | 290 | 24,8 | 28,6 | 9,31 | 3,1 | 3,6 |
| То же, ореол | 307 | 6,8 | 40,4 | 10,8 | 4,6 | 4,8 |
| № 1 | 314 | 12,2 | 45,2 | 20,7 | 8,6 | 4,9 |
| То же, ореол | 190 | 11,6 | 45,3 | 21,1 | 9,6 | 5,0 |
| Им. XXIII съезда КПСС, плотный кимберлит | 152 | 15,8 | 44,7 | 22,4 | 7,2 | 5,0 |
| То же, кора выветривания | 234 | 6,5 | 58,0 | 29,8 | 9,8 | 5,7 |

Примечание. Количество зерен: n — общее; n_1 — с $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2\%$; n_2 — с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 5\%$; n_3 — с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 7\%$; n_4 — алмазной ассоциации; \bar{x} — среднее содержание Cr_2O_3 .

ется неодинаковая устойчивость разноокрашенных зерен этого минерала в условиях гипергенеза. Для проверки этого предположения В. П. Афанасьевым проводились опыты по травлению этого минерала в концентрированной плавиковой и соляной кислотах [3,124]. Для этого выбирались целые нетрещиноватые зерна разных цветовых групп (оранжевые, красные, фиолетовые, зеленые) и разной формы (овальные, расколотые, угловатые). Травление производилось при комнатной температуре. Результаты эксперимента показали, что устойчивость к выветриванию граната повышается в ряду оранжево-красные — фиолетовые — зеленые разновидности. Это совпадает с возрастанием содержания хрома в гранате. Из данных эксперимента очевидно, что количество хромистого граната в процессе выветривания должно повышаться, а цветовая гамма этого минерала должна обедняться оранжевой разновидностью. Значительное влияние на интенсивность растворения оказывают степень и характер дефектности зерен пироба. Кроме того, при прочих равных условиях быстрее растворяются мелкие зерна пироба в связи с их большей удельной поверхностью. Суммируя изложенное, можно заключить, что устойчивость пироба в условиях гипергенеза определяется химическим составом, характером и степенью дефектности структуры, размерами зерен [3]. Сопоставление микронзондовых анализов пироба из кимберлитов трубки «Мир» и сильно корродированных зерен этого минерала из юрского ореола, коренным источником пироба которого является в основном названная трубка, показало, что в ореоле стало меньше низкохромистой разновидности оранжевого цвета ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2\%$), больше этого минерала из алмазной ассоциации (на $1,5\%$) и повысилось среднее содержание Cr_2O_3 (на $1,2\%$). Аналогичная картина получена при сравнении микронзондовых анализов пироба из коры выветривания, содержащей сильно корродированные его зерна, и плотного кимберлита трубки им. XXIII съезда КПСС (табл. 21). Иные результаты получены при сопоставлении пироба из кимберлитовой трубки № 1 и связанного с этой трубкой юрского ореола, где пироп слабо затронут гипергенным выветриванием. В этом случае составы пиробовой ассоциации из кимберлитов и ореола практически идентичны (см. табл. 21). Таким образом, общая закономерность формирования ореолов рассеяния кимберлитовых тел — повышение в них количества хромистого пироба за счет разрушения малохромистого пироба по сравнению с их коренным источником. Эта закономерность очень важна, поскольку учет ее позволяет надежно связывать ореолы рассеяния с известными коренными источниками или прогнозировать неизвестные, т. е. решать задачу типизации ореолов рассеяния минералов кимберлитов.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ТИПИЗАЦИИ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ И ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛОВ

Повышению эффективности геологоразведочных работ способствует районирование территорий с выделением наиболее перспективных площадей для поисков. В основе площадного районирования обычно лежат геолого-генетические или геолого-географические признаки. Прикладное значение районирования существенно возрастет, если при этом использовать качественные и количественные особенности распределения минералов-спутников в ореолах, их физические свойства и химический состав.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ КИМБЕРЛИТОВ В ОРЕОЛАХ

Для уточнения выявленных ранее и вновь установленных закономерностей проведено обобщение и составлена схема пространственного распределения минералов-спутников алмаза в Якутской кимберлитовой провинции (рис. 38). При ее составлении использованы результаты изучения индикаторных минералов кимберлитов, полученные более чем за 20-летний период большим коллективом геологов научных и производственных организаций, в том числе детальное изучение минералов кимберлитов с помощью рентгеновского микроанализатора, растрового микроскопа, оптико-спектроскопическим методом.

Опыт геологоразведочных работ у нас и за рубежом показал, что содержание алмаза в кимберлитовых телах варьирует от высоких до низких и практически до полного его отсутствия, причем последнее отмечается в большинстве случаев.

В кимберлитовых трубках с повышенной алмазоносностью (Малоботуобинский район) преобладают октаэдрические кристаллы алмаза. Дайки и трубки с низкой алмазоносностью содержат повышенное количество алмаза ромбодекаэдрического габитуса, в них высокая доля округлых кристаллов.

В россыпях Малоботуобинского района картина несколько иная. На участках, прилегающих к известным коренным источникам, алмаз по морфологии в целом близок к алмазу коренных месторождений. Кристаллы алмаза из россыпей р. Вилой выше устья р. Малая

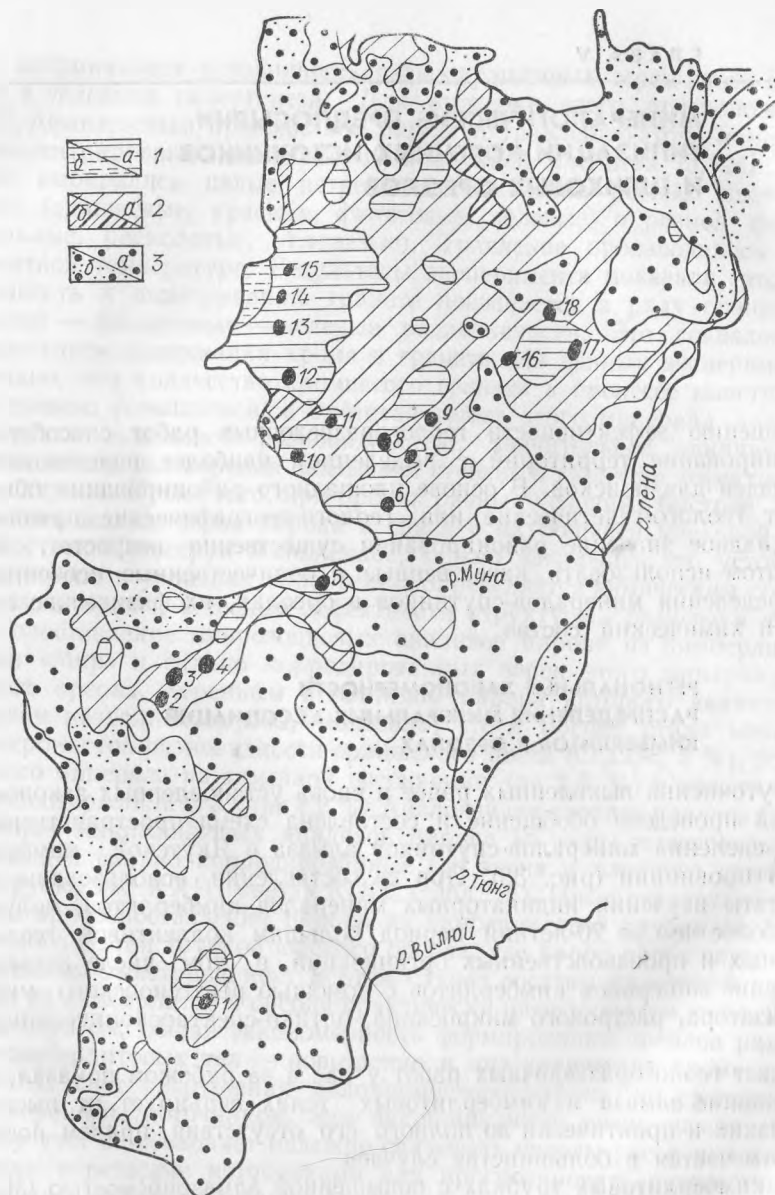


Рис. 38. Схема распространения минеральных ассоциаций в шлиховых ореолах Якутской кимберлитовой провинции:

1 — существенно пикроильменитовая; 2 — смешанная пикроильменит-пироповая и пироп-пикроильменитовая; 3 — существенно пироповая; а — достоверная; б — предполагаемая. Цифры на схеме: 1 — Малоботуобинский район, Малоботуобинское поле; 2 — Дадлыно-Алакитский район, Алакит-Моркокинское поле; 3 — то же, Алакит-Мархинское; 4 — то же, Далдынское; 5 — Верхнемунский район, Верхнемунское поле; 6 — Среднеоленинский район, Чомурдахское поле; 7 — то же, Верхнемоторчунское; 8 — то же, Омонос-Кутугунское; 9 — то же, Нижнеукуйтское поле; 10 — Куонапский район, Кузнахское поле; 11 — то же, Лучаканское; 12 — то же, Дьюкенское; 13 — то же, Среднекуонапское; 14 — то же, Нижнекуонапское; 15 — то же, Орто-Ырыганское; 16 — Нижнеоленинский район, Мерчимденское поле; 17 — то же, Беенчине-Куойкское; 18 — Приленский район, Верхне-молоднское поле

Ботуобия, находящиеся на значительном удалении от известных кимберлитовых тел, резко отличаются повышенным количеством индивидов ромбододекаэдрического габитуса и пониженным — октаэдров при равном количестве переходных форм.

От Малоботуобинского района на север провинции отчетливо прослеживается тенденция уменьшения доли октаэдров и возрастания ромбододекаэдрических кристаллов. В россыпях Верхнемунского и Среднеоленинского районов отмечается существенно повышенное количество ромбододекаэдрических кристаллов и пониженное октаэдрических по сравнению с известными в районах коренными источниками.

По особенностям морфологии граней видна тенденция расширения с юга на север провинции округлых ромбододекаэдров и кристаллов с блоковой скульптурой граней, а также уменьшения количества плоскогранных кристаллов и кристаллов с полицентрическими гранями. По данным М. А. Гневушева [33], округлые индивиды алмаза обнаружены в аллювии левых притоков рек Ангара, Катанги и Нижней Тунгуски, в Приленском и Куонапском кимберлитовых районах. Пункты находок округлого алмаза как бы опоясывают кольцом районы расположения многочисленных кимберлитовых трубок и россыпей, содержащих плоскогранные слоистые его кристаллы.

Алмаз со следами износа встречается в россыпях всей провинции, однако максимальное его содержание (до 35,8 %) отмечено в россыпях бассейнов рек Куонапка и Анабар. Значительно меньший процент изношенных кристаллов алмаза в Приленском районе и в бассейнах рек Беечмие и Куойка. Обращает на себя внимание наличие изношенного алмаза в некоторых вилюйских россыпях, недалеко от трубки «Мир». Есть основание считать, что износ этих кристаллов осуществлялся в прибрежно-морских условиях осадконакопления. Данные о средней массе алмаза показывают ее рост в россыпях по сравнению с соответствующими коренными источниками, а также увеличение показателя с юга на север провинции.

По сохранности кристаллов алмаза также намечается определенная зональность: количество целых кристаллов растет с юга на север, в том же направлении уменьшается количество осколков.

По результатам анализа особенностей распространения индикаторных минералов кимберлитов в ореолах выделено три ассоциации: а) существенно пикроильменитовая (пикроильменит — 75—100 %, пироп + хромшпинелид + хромдиопсид — от 0 до 25 %); б) смешанная — пикроильменит-пироповая и пироп-пикроильменитовая (пироп + пикроильменит — 25—75 %, хромшпинелид + хромдиопсид — 0—25 %); в) существенно пироповая (пироп — 75—100 %, пикроильменит + хромшпинелид + хромдиопсид — 0—25 %).

Анализ шлихо-минералогической обстановки подтверждает закономерность разделения Якутской кимберлитовой провинции на Вилюйскую и Анабар-Оленекскую области.

Характерная особенность шлиховых ореолов Вилюйской кимберлитовой области — резкое преобладание площадей распространения пироповой ассоциации. Смешанная ассоциация — пироп-пикроильме-

нитовая — тяготеет к районам расположения кимберлитовых тел. В некоторых случаях развитие этой ассоциации наблюдается там, где кимберлитовые тела пока не обнаружены. Существенно пикроильменитовая ассоциация развита на небольших участках, совпадающих с районами распространения кимберлитовых тел, или на участках, где они предполагаются.

По насыщенности продуктами разрушения кимберлитов среди древних осадочных толщ области выделяются верхнепалеозойские терригенные формации восточного борта Тунгусской синеклизы в Алакит-Мархинском и Малоботуобинском полях и мезозойские терригенные формации Ангара-Вилуйского прогиба в Малоботуобинском поле и на междуречье рек Марха и Тюнг. Наиболее благоприятные для образования россыпей горизонты связаны с базальными формациями. В рассматриваемых полях к ним относятся среднекаменноугольная кварц-каолинитовая и рэт-плинсабхская каолинит-кварцевая формации. Эти формации в верхнепалеозойском и мезозойском разрезах сменяются во времени граувакко-аркозовыми формациями, при накоплении которых не существовало благоприятных условий для аккумуляции в них алмазных россыпных месторождений.

Изучение минералов-спутников алмаза и типизация ореолов их рассеяния в верхнепалеозойских алмазоносных терригенных формациях восточного борта Тунгусской синеклизы позволили установить различный характер размещения кимберлитового материала в разрезах верхнего палеозоя Малоботуобинского и Алакит-Мархинского полей. На основе этого удалось выделить модели ореолов рассеяния парагенетических спутников алмаза для каждого генетического типа его коллекторов, развитых в этих двух полях.

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции, проведенные для Малоботуобинского и Алакит-Мархинского полей, показали, что в их геологическом развитии имеется как сходство, так и различие. Сходство заключается в проявлении в обоих полях среднепалеозойского кимберлитового вулканизма, предшествовавшего накоплению верхнепалеозойских образований. Территория обоих полей на протяжении всего позднего палеозоя представляла собой окраину седиментационного бассейна, располагавшегося на восточном склоне Тунгусской синеклизы, где шло образование аллювиальных и озерных осадков. Главное различие заключено в палеогеографических обстановках, сложившихся на территориях сравниваемых полей от момента внедрения кимберлитовых расплавов (поздний девон — ранний карбон) до начала позднепалеозойского осадконакопления, т. е. в среднем палеозое.

Территория Алакит-Мархинского поля на протяжении этого временного интервала не подвергалась значительному эрозионному срезу, о чем свидетельствует открытие здесь кратерных осадков в некоторых кимберлитовых трубках [40, 124]. При накоплении верхнепалеозойских формаций алмазоносный материал поступал непосредственно за счет размыва близко расположенных кимберлитов, что обусловило распространение в Алакит-Мархинском поле первичных коллекторов алмаза ближнего сноса. Денудационный срез кимберли-

Товых тел поля, одновременный с накоплением верхнепалеозойских отложений, был незначительным и осуществлялся лишь на начальном этапе позднепалеозойского осадконакопления. Это нашло свое отражение в небольших масштабах россыпной алмазности. Особенности палеогеографической обстановки предопределили характер размещения ореолов рассеяния минералов-спутников в верхнепалеозойских формациях. Эти ореолы четко локализованы, имеют струйчатую форму и по индивидуальным признакам могут быть связаны с известными в районе кимберлитовыми телами или указывать на еще неустановленный кимберлитовый источник. В большинстве ореолов минералы-спутники алмаза характеризуются хорошей сохранностью (I и II классы износа). Шлиховые ореолы отличаются соотношением пироба и пикроильменита, крупностью и морфологическими особенностями зерен, степенью их дробления, механического износа и гипергенного растворения, цветовыми разновидностями, статистическим распределением показателя преломления пироба, особенностями химического состава. Среди разновидностей пироба преобладают умереннохромистые средних глубин мантии, обычно связанные с низкопродуктивными трубками. Около продуктивных тел кимберлитов локализуются ореолы высокохромистого пироба, значительное количество которого относится к типу пироба, характерному для дунит-гарцбургитов. Среди разновидностей ильменита превалирует хромистая (0,5—3,0 % Cr_2O_3). Хромшпинелид имеет широкие вариации содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 ; этот минерал «курунгского» типа обнаружен только в самой южной части района (участок Таас-Юрэх). Так как продукты разрушения кимберлитов находятся в первичном залегании, то использование в этом поле минералогических методов поисков путем прослеживания парагенетических спутников в верхнепалеозойских коллекторах весьма эффективно. Оно позволяет получать прямую информацию о связи ореолов с коренными источниками.

Детальные исследования индикаторных минералов ореолов в верхнепалеозойских отложениях Малоботуобинского поля показали специфичность характера их размещения. В этом поле развит площадной ореол, на общем фоновом содержании минералов-спутников которого отмечаются лишь отдельные участки с повышенными их концентрациями. Отличительным признаком парагенетических спутников алмаза служит преобладание зерен средней и высокой степени окатанности (III и IV классы износа). Для большинства ореолов характерны относительно крупные зерна пироба и пикроильменита, при этом пикроильменита значительно больше, чем пироба, хотя вариации содержания этих двух минералов существенны даже в пределах одного ореола. По морфологическим особенностям пироп и пикроильменит как в случае фонового содержания, так и в случае увеличения концентраций примерно одинаковы. Относительно широко распространены корродированные зерна пироба. При детальном исследовании поверхности на многих зернах пироба установлен докоррозионный и послекоррозионный механический износ. На этом основании можно считать, что после разрушения кимберлитов индикаторные

минералы были перенесены и отложены в промежуточном коллекторе, где они подверглись химической коррозии. После этого промежуточный коллектор был размыт, кимберлитовые минералы переносились вторично, следы чего проявлялись в частичном уничтожении коррозионных скульптур. На некоторой части корродированных зерен пироба нет следов истирания, которые могли бы указывать на посткоррозионный перенос кимберлитового материала, поэтому можно считать, что коррозия произошла на месте их захоронения, т. е. в верхнепалеозойских породах. Видимо, в верхнепалеозойских ореолах изношенного граната значительно больше, чем зафиксировано по сохранившимся следам. Хромшпинелид в ореоле верхнепалеозойских пород представлен кристаллами двух типов. Первый тип — кристаллы совершенного октаэдрического габитуса размером менее 1 мм. Целые кристаллы составляют около 5 %, остальные — в той или иной степени повреждены, резко преобладают осколки. Своеобразна и коррозия минерала. Фигуры травления представляют собой ямки на гранях октаэдра с пологими блестящими стенками. Мелкие осколки хромшпинелида под биноклем трудно отличить от пикроильменита.

Второй морфологический тип хромшпинелида характеризуется, как правило, более крупными (0,5—2,0 мм) кристаллами октаэдрического габитуса, нередко осложненного множеством вичинальных граней. Рапространены неправильные многогранники, овальные зерна и их обломки.

Первый тип хромшпинелида, названный В. П. Афанасьевым *курунгский*, не обнаружен в кимберлитах известных трубок и жил района, тогда как второй типичен практически для всех тел кимберлитов не только Малоботубинского, но и других кимберлитовых районов.

Среднее содержание Cr_2O_3 в пироба отдельных проб верхнепалеозойских отложений колеблется от 3,6 до 4,7 %. Наиболее высокая средняя хромистость пироба (4,6—4,7 % Cr_2O_3) установлена в ореолах из северной части Малоботубинского поля. По среднему содержанию Cr_2O_3 и CaO разновидности пироба разных участков шликерного ореола в большинстве отличаются несущественно, хотя в некоторых пробах отклонение в содержании этих оксидов ощутимо. Количество граната из верлитов в ореоле ниже, чем в кимберлитовых трубках № 1, «Дачная», им. XXIII съезда КПСС. То же относится к гранату алмазной ассоциации. В трубках «Мир» и «Спутник» эти показатели примерно одинаковы с их ореолами, а в трубке «Амакинская» они значительно ниже. Содержание граната алмазной ассоциации в пробах из разных участков варьирует от 2,1 до 6,8 %.

По средним содержаниям Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , а также по характеру их распределения разновидности хромшпинелида в ореоле близки. Не установлено также существенных отличий в содержаниях перечисленных оксидов в хромшпинелиде из разновозрастных отложений ореола. Хромшпинелид курунгского типа отличается от хромшпинелида из кимберлитов высокой средней хромистостью (56,5—59,9 % Cr_2O_3) и большим количеством зерен этого минерала из алмаз-

ной ассоциации (26—29 % против 12 % и ниже). Кроме того, для хромита курунгского типа характерно низкое содержание TiO_2 (0,03—0,22 %).

В последние годы ореол распространения курунгского хромшпинелида сильно расширился: этот минерал обнаружен в бассейнах рек Чоны, Тунгуски, в верховьях р. Вилуй. Если на первых порах данная разновидность хромшпинелида отмечалась в основном в пределах ореолов, образованных пиропом, пикроильменитом, обычным хромитом, то теперь во многих пунктах вместе с ним других минералов кимберлитов не обнаружено. Таким образом, обширная шлиховая аномалия распространения хромшпинелида курунгского типа остается пока загадкой.

Состав пикроильменита из верхнепалеозойских ореолов варьирует существенно: 42,7—47,1 % TiO_2 ; 0,2—1,2 % Cr_2O_3 ; 6,2—8,3 % MgO . Уникальной особенностью многих зерен пикроильменита из ореола являются ферримангнитные свойства минерала. Количество ферримангнитного ильменита в ореолах варьирует от 20,4 до 32,6 % всей выборки. Он характеризуется высокой средней хромистостью (1,44—3,0 % Cr_2O_3), низким содержанием TiO_2 (32,5—39,8 %) и MgO (3,2—6,4 %). Ферримангнитный ильменит в ореолах других кимберлитовых районов и полей пока не обнаружен.

В Малоботуобинском поле известны ореолы минералов кимберлитов в верхнепалеозойских породах с широким распространением пироба при полном отсутствии или очень редких находках пикроильменита. Вместе с пиробом встречается алмаз. Минералы кимберлитов идеально окатанны, пироб — в виде шариков или эллипсоидов, зерна гранулометрически отсортированы, размеры (0,5—1,5 мм). Среди разновидностей пироба резко преобладает фиолетово-красная. В Дьюкунахском ореоле повышено количество зерен пироба в виде кубондов и с другими скульптурными формами коррозии на поверхности. Характер коррозионных скульптур свидетельствует о том, что коррозия минерала предшествовала механическому износу зерен. После переноса пироб снова подвергся коррозии, на что указывает относительно тонкий орнамент вторичных скульптур на измененной поверхности большинства зерен этого минерала. Для ореола характерно повышенное содержание граната алмазной ассоциации (7,2 %). Алмаз, сопровождающий пироб в данном ореоле, также подвержен сильному механическому износу. Хотя минералы кимберлитов данного ореола находятся в среднекаменноугольных отложениях континентального происхождения, несомненно, что до этого они прошли цикл прибрежно-морской седиментации.

Площадной характер распространения продуктов разрушения кимберлитов в верхнепалеозойских отложениях Малоботуобинского района предопределен той ролью, которую сыграл нижнекаменноугольный промежуточный источник алмаза, имевший также площадное развитие. Следы значительного механического износа на большей части минералов-спутников в ореоле рассеяния отражают, главным образом, воздействие на них среды формирования при накоплении нижнекаменноугольного промежуточного коллектора.

Раскрытие природы ореолов рассеяния алмазonoсного материала позволяет сделать вывод о том, что в верхнепалеозойских отложениях Малоботуобинского района продукты разрушения кимберлитов находятся преимущественно во вторичном залегании, что значительно осложняет поиски погрeбенных алмазных месторождений по минералогическим критериям.

Необходимо отметить, что роль промежуточного источника алмаза отразилась не только на алмазonoсности верхнепалеозойских отложений, но и на масштабах россыпной алмазonoсности рэт-плинсбахских отложений иреляхской свиты. Палеогеографические особенности развития территории центральной части Малоботуобинского района таковы, что на этой площади на протяжении среднего и позднего палеозоя, а также рэта и плинсбаха, когда образовывались россыпи, происходило совмещение в пространстве краевых зон трех разновозрастных аккумулятивных бассейнов, располагавшихся недалеко от Малоботуобинского поля. В рэт-плинсбахское время в осадки иреляхской свиты переотложился алмазonoсный материал базальных слоев нижнекаменноугольного коллектора, сохранившихся от домезойского размыва. Однако, несмотря на переотложенный характер заметного количества минералов кимберлитов рэт-плинсбахских ореолов, степень их механической обработки в большинстве случаев незначительная. Среди изученных ореолов данного возраста выделено два типа: в одном сильно корродирован пироп и слабо корродирован пикроильменит, в другом слабо корродированы оба минерала.

Около трубки «Мир» развит ореол первого типа. Распределение минералов кимберлитов в ореоле неравномерное, преобладает пикроильменит. Морфология его зерен predetermined в основном кратковременным их переносом на близкое расстояние. Существенное влияние на форму зерен пироба оказало интенсивное их растворение в гипергенных условиях. Наиболее широко (около 50 % зерен) распространены поверхности с трихитическими пустотами, часто наблюдаются каверны (губчатый тип поверхности). По данным микронзондового анализа, в юрских ореолах ближайшего переноса, связанных с размывом трубок «Мир» и «Спутник», увеличивается количество высокохромистого граната по сравнению с кимберлитами трубок. Химическая коррозия затронула и пикроильменит. Поверхность его зерен как бы сажистая, сколы потускневшие, встречаются рыхлые зерна с пониженными микротвердостью и плотностью.

Около трубки № 1 и в юрских отложениях локализован ореол минералов кимберлитов второго типа. Сопоставление минералов-спутников алмаза из трубки и ореола позволило выявить их сходство и различия [124].

1. В трубке и ореоле один порядок соотношения пироп — пикроильменит — хромит. Однако в ореоле доля пикроильменита значительно выше, чем в коренном источнике.

2. Все цветные разновидности пироба, установленные в коренном источнике, повторяются и в ореоле; обнаружен даже зеленый гранат пироп-уваровитового состава, не найденный в других ореолах района.

3. В ореоле увеличивается количество раздробленных зерен пироп и пикроильменита; следов истирания на поверхности зерен не обнаружено; очень редки зерна пироп с корродированной поверхностью.

4. В ореоле встречаются слабо устойчивые минералы кимберлитов: хромдиопсид, диопсид и флогопит.

5. Интересен факт нахождения в данном ореоле около 6 % протравленных кристаллов алмаза. В трубке подобный алмаз чрезвычайно редок и приурочен к самой ее верхней части, практически к древнему, поребенному под отложениями плинсбахского яруса элювию кимберлитов. По данным детальных исследований, травление происходило избирательно и прежде всего затрагивало наименее совершенные индивиды. Травление алмаза связывают с воздействием на них гидротерм трапповой магмы, породы которой в прошлом сплошным чехлом перекрывали трубку [12].

По статистическим параметрам и характеру распределения соединений оксидов пироп и хромшпинелид ореола весьма близки к этим минералам трубки № 1. Это не оставляет сомнения в том, что главным (если не единственным) источником кимберлитового материала является названная трубка. Правда, в ореоле наблюдается незначительное повышение содержания пироп алмазной ассоциации по сравнению с трубкой (8,6 % в трубке и 10,5 % в россыпи), обусловленное, по всей вероятности, уничтожением (растворением) некоторой части малохромистого пироп в гипергенных условиях.

Учитывая слабую механическую обработку большинства минералов кимберлитов из ореолов рэт-плинсбахского возраста, высокие их концентрации недалеко от коренных источников, можно утверждать, что минералы кимберлитов не претерпели далекого переноса. Дополнительным подтверждением этому служит установление среди переотложенного кимберлитового материала первичных потоков рассеяния индикаторных минералов кимберлитов, а также обломков последних в юрском ореоле около трубки «Мир» [124]. Юрские ореолы поля обычно дифференцированы, индикаторные минералы практически каждого ореола отличаются химическим составом и физическими свойствами и полностью копируют или очень напоминают эти минералы из конкретных коренных источников. Различия между индикаторными минералами коренного источника и ореола юрского возраста существенны только тогда, когда ореол располагается далеко от коренного источника (происходит дифференциация минералов по гранулометрии и плотности) или если пироп в ореоле подвергся значительной химической коррозии, в результате чего произошло уничтожение частично или полностью низкохромистых разностей этого минерала.

Анализ условий формирования верхнепалеозойских коллекторов алмаза и характера размещения в них продуктов разрушения кимберлитов показал, что в Малоботубинском поле наиболее сложная поисковая ситуация. Это вызвано широким распространением алмазного материала, находящегося в продуктивных горизонтах этого поля во вторичном залегании. Кроме того, вызывает затруднения и

то, что поиски погребенных коренных источников алмазов ведутся на тех площадях, на которых в позднем палеозое господствовал режим аккумуляции. Особое значение в подобных условиях приобретают крупномасштабные палеогеографические реконструкции для выявления локальных участков денудации и восстановления направления переноса алмазонасного материала, а также типизация ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза и выделение среди них минералов хорошей сохранности, отличающихся типоморфизмом от минералов из известных в районе кимберлитовых тел.

В Анабар-Оленекской области в шлихах преобладают пироп-пикроильменитовая и пикроильменитовая ассоциации. Существенно пикроильменитовая ассоциация минералов-спутников алмаза приурочена к полям развития кимберлитов, тогда как смешанная развита на некотором удалении от них. Пироповая ассоциация встречается на ограниченной территории и значительно удалена от известных кимберлитовых тел. В этой области широко распространены промежуточные коллекторы минералов кимберлитов, приуроченные к разновозрастным отложениям. Наиболее древними осадочными породами, содержащими минералы-спутники алмаза, являются нижнекембрийские конгломераты низовьев рек Лена и Беечима [138]. Минералы кимберлитов обнаружены также в турнейских отложениях Кютюнгдинского грабена [84, 107], в пермских, развитых по периферии Оленекского и Эбеляхского поднятий [138], в триасовых, распространенных на северо-восточной периферии платформы в пределах узкой полосы смятых в складки пород от низовьев р. Лена до Восточного Таймыра [2, 66]. Широкое распространение имеют ореолы минералов кимберлитов в юрских отложениях в Приленье, где они сосредоточены в конгломератах плинсбахского, келловейского и ранневолжского возраста [82, 138]. Единичные находки минералов кимберлитов известны в меловых и неогеновых отложениях. Четвертичные отложения на севере провинции повсеместно содержат минералы кимберлитов [138].

Пироп из нижнекембрийских отложений характеризуется широкими вариациями содержания Cr_2O_3 (0,20—11 %), CaO (4—7,5 %) и FeO (5,7—12,3 %). Количество зерен этого минерала алмазной ассоциации мало, встречено всего лишь три зерна, причем два из них, по-видимому, представляют собой осколки одного зерна. Хромшпинелида относительно мало, но вариации его состава велики. Содержание высокохромистых разновидностей алмазной ассоциации составляет десятки доли процента. Количество ильменита из кимберлита также низкое. Таким образом, характерной особенностью шлиховой ассоциации минералов кимберлитов кембрийских коллекторов является: а) низкое содержание хромита и ильменита; б) низкое содержание минералов алмазной ассоциации.

Индикаторные минералы кимберлитов в раннекаменноугольных ореолах имеют специфические особенности, которыми отличаются от этих минералов из других ореолов и коренных источников Анабар-Оленекской области: 1) среди кристаллов алмаза преобладают плоскогранные октаэдры, сходные с таковыми Малоботуобинского района;

2) среди минералов-спутников алмаза существенно больше пироба, для которого характерно повышенное количество ($\approx 4\%$) зерен алмазной ассоциации (дунит-гарцбургиты), высокое содержание богатых хромом разновидностей (37,6 % зерен пироба содержит более 5 % Cr_2O_3), высокая средняя хромистость (4,28 % Cr_2O_3) [107]. Эти характеристики свидетельствуют о сходстве минералов кимберлитов из нижнекаменноугольных отложений Кютюнгинского грабена с подобными минералами кимберлитов Вилуйской области. Наличие почти исключительно пиробовой ассоциации минералов кимберлитов, свидетельствующей о глубокой их сортировке по плотности, выдержанность гранулометрической характеристики, хорошая окатанность материала указывают на прибрежно-морские условия захоронения. Признаков гипергенного растворения у пироба не установлено [2].

Находок минералов кимберлитов в пермских отложениях северной части Якутской провинции немного. В гранатах из пермских отложений Молодинского поля широко варьируют содержания Cr_2O_3 (0,6—7,0 %) и FeO (6—12 %), среди них нет разновидности из алмазной ассоциации. Ильменит содержит 7—12 % MgO ; 44—52 % TiO_2 ; 0—4,5 % (среднее 0,94 %) Cr_2O_3 . В пермских отложениях на водоразделе рек Эбелях — Уджа обнаружено повышенное количество высокохромистого хромшпинелида, в 25 % которого содержание Cr_2O_3 выше 62 %; в составе таких зерен практически нет TiO_2 . Следовательно, их можно относить к алмазной ассоциации. Возможно, они аналогичны хромшпинелиду «курунгского» типа, широко распространенному в южной части Вилуйской области. Как известно, хромшпинелид «курунгского» типа имеет специфическую морфологию, однако этот минерал из пермских отложений Эбеляхско-Уджинского водораздела под таким углом зрения не изучался. Таким образом, индикаторные минералы кимберлитов из пермских отложений севера Якутской провинции характеризуются относительно редкой встречаемостью, отсутствием граната алмазной ассоциации и высокохромистым составом хромшпинелида.

Оригинальны индикаторные минералы кимберлитов в триасовых отложениях северо-восточной окраины провинции, приуроченные к базальному горизонту карнийского яруса. Продуктивный пласт мощностью 0,1—0,6 м с минералами кимберлитов протягивается вдоль Ленско-Анабарского и частично Приверхоянского краевых прогибов на расстояние более 1000 км. Для продуктивных конгломератов карнийского яруса присуща пироб-хромитовая ассоциация. Характерная особенность пироба из триасового коллектора — повсеместное развитие пирамидально-черепитчатого коррозионного рельефа, сформированного по предварительно механически изношенным зернам. Скульптуры на зернах пироба имеют идеальную сохранность. Это позволяет считать, что они сформировались на месте в триасовом коллекторе после отложения пироба. Процесс образования скульптур можно охарактеризовать как внутрислойное растворение в условиях начального эпигенеза.

Изучение состава многих сотен зерен пироба из карнийского коллектора показало, что эти отложения повсеместно содержат хромистые

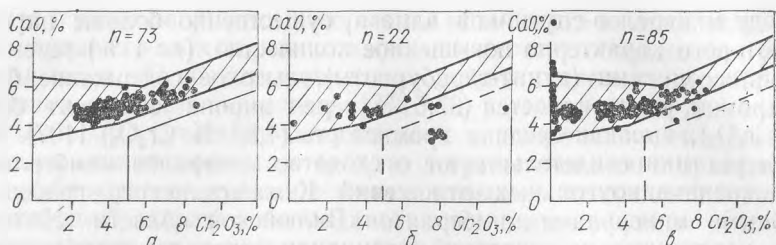


Рис. 39. Особенности состава пироба из триасовых отложений северо-восточной окраины Анабар-Оленекской области:

а — хр. Прончищева; *б* — устье р. Оленек; *в* — р. Кендейкен

разновидности этого минерала с широко варьирующим содержанием Cr_2O_3 (от 0,2 до 10 %). Количество пироба из алмазной ассоциации в общем невелико, хотя на отдельных участках и возрастает до первых процентов (рис. 39). Характерно, что хромистый пироп в нескольких точках опробования (восточное крыло хр. Туора-Сис) сопровождается заметными концентрациями хромдиопсида, в котором содержится от 0,50 до 3,97 % Cr_2O_3 . Различие состава ассоциации минералов кимберлитов в разных пунктах опробования триасовых отложений свидетельствует о множественности их коренных источников.

Минералы-спутники алмаза из юрских отложений изучены относительно хорошо. Они представлены пиропом, ильменитом, хромитом; преобладает, как правило, пикроильменит, хотя концентрации пироба нередко значительны. Распространена умереннохромистая разновидность пироба, среднее содержание Cr_2O_3 колеблется от 2,07 до 3,84 %. Пироп из дунит-гарцбургитов отмечается не во всех пробах, его содержание не превышает 1—2 %. В пикроильмените TiO_2 составляет 48—54 %, Cr_2O_3 — 0,01—3,86 % (среднее 0,28—0,74 %). Для хромшпинелида характерны пониженные хромистость (32—47 % Cr_2O_3) и глиноземистость (6—16 % Al_2O_3); разновидность из алмазной ассоциации среди проанализированных зерен не встречена.

Спектр состава индикаторных минералов кимберлитов в четвертичных отложениях на севере Якутской провинции относительно широкий. Резко преобладает гранат из лерцолитов с умеренной хромистостью, относящихся к средним глубинам верхней мантии. Исключение составляет повышенное содержание высокохромистого хромшпинелида (до 10 %) из алмазной ассоциации в верховьях р. Далдынь; здесь же встречен кноррингитосодержащий пироп из алмазной ассоциации. В общем спектр состава минералов кимберлитов из четвертичных русловых отложений севера провинции наследует состав этих минералов из известных здесь кимберлитовых тел, которые, по-видимому, служили основными поставщиками индикаторных минералов в отложениях водотоков. Более разнообразный состав граната и других минералов кимберлитов в бассейне рек Оленек и Лена, в то время как шлиховые пробы из аллювиальных отложений р. Куонапка и ее притоков содержат менее хромистый пироп при отсутствии или редких зернах этого минерала из алмазной ассоциации.

Даже в бассейне р. Эбелях, где установлена повышенная россыпная алмазность, резко преобладает низко- и среднехромистый гранат. Зерен граната алмазной ассоциации здесь практически нет. В бассейнах правых притоков р. Анабар (реки Эбелях, Биллях, Майат) широко распространены зерна пироба кубоидной формы (около 20 % всех зерен размером более 1 мм) [124]. По ряду признаков минералы-спутники алмаза бассейнов правых притоков р. Анабар отличаются от подобных минералов других районов. Для пироба характерно низкое содержание хрома и резкое преобладание кубоидного типа поверхности, красная цветовая гамма, для пикроильменита — наличие идиоморфных зерен в виде гексагональных табличек, уплощенных по тройной оси и, как правило, удлинённых по одной из двойных осей. Ребра и вершины табличек закруглены, поверхность тонкошероховатая. Ильменит резко превалирует над другими минералами кимберлитов. Хромит сильно корродирован, распространены зональные зерна.

Одна из характерных особенностей граната из кимберлитов аллювиальных отложений Анабар-Оленекской области — повышенные концентрации относительно высокохромистой разновидности и граната алмазной ассоциации по сравнению с дренирующимися кимберлитовыми телами. Последнее может быть объяснено относительным обогащением аллювия более устойчивым к механическому истиранию и химической коррозии высокохромистым пиробом.

Особенности распространения и соотношения минералов-спутников алмаза в Вилуйской и Анабар-Оленекской областях, во-первых, отражают содержание этих минералов в коренных источниках и, во-вторых, являются следствием трансформаций, которым подверглись минералы-спутники в процессе транспортировки и гипергенеза.

Общее повышенное содержание минералов-спутников алмаза во многих кимберлитовых трубках Вилуйской области, а также пироба по сравнению с другими минералами предопределило образование ореолов с высокими концентрациями минералов кимберлитов и широкое развитие пиробовой ассоциации. И наоборот, относительно низкое содержание минералов-спутников алмаза во многих кимберлитовых телах Анабар-Оленекской области, особенно пироба, обусловило в большинстве случаев низкие концентрации индикаторных минералов в россыпях и развитие здесь смешанной пикроильменит-пиробовой и пикроильменитовой ассоциаций.

Характер распределения минеральных ассоциаций внутри областей определяется, по нашему мнению, в основном гравитационной дифференциацией и в меньшей степени гипергенезом. Пикроильменитовая ассоциация формируется вблизи кимберлитовых тел. Это обусловлено крупными размерами зерен пикроильменита в кимберлитах, его повышенной плотностью по сравнению с другими минералами-спутниками алмаза. Особенности диагностики его в шлихах таковы, что достоверно диагностируются, даже с помощью микроскопа и бинокля, только зерна крупнее 1 мм. Поэтому содержание пикроильменита может быть занижено, особенно в ореолах далеко-

го переноса, за счет пропуска его зерен мелких классов крупности ($< 1,0$ мм). Что касается пиропы, то он благодаря характерной окраске и определенному светопреломлению точно диагностируется в шлихах даже при небольших зернах. Смешанная пикроильменит-пироповая ассоциация отмечается как на участках развития кимберлитовых тел, так и в удалении от них. Пространственная разобщенность пиропы и пикроильменита обычно наблюдается в ореолах исключительно далекого переноса или со сложной историей формирования, характерной для прибрежно-морских условий. Развитие в районах только пироповой ассоциации в большинстве случаев свидетельствует о том, что минералы кимберлитов прошли длинный и сложный путь осадочной дифференциации и подверглись неоднократному перемыву. О длительной и сложной миграции минералов-спутников алмаза существенно пироповой ассоциации свидетельствует хорошая окатанность пиропы, мелкий размер зерен и высокая степень гранулометрической сортировки.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛОВ

Морфологическая классификация разновидностей алмаза, установление их различий по морфологии и другим признакам в разных алмазодельных районах, полях, трубках и отдельных россыпях, выполненные Н. А. Бобковым, М. А. Гневушевым, З. В. Бартошинским в 1960—1970-е гг., явились первой попыткой типизации коренных и россыпных месторождений и проявлений алмаза. Эти работы не потеряли значения для решения прогнозных задач до настоящего времени.

Авторами разработаны основные принципы типизации шлиховых ореолов, главная цель которой — выделение среди них наиболее перспективных в отношении обнаружения кимберлитовых тел [126]. В табл. 22 дана схема типизации ореолов в основном по материалам изучения их в Малоботуобинском и Далдыно-Алакитском районах.

Кроме типов ореолов, приведенных в табл. 22, можно выделить ореолы по другим признакам. По условиям залегания, доступности обнаружения ореолы подразделяются на открытые, т. е. выходящие на земную поверхность, и закрытые, т. е. погребенные под осадочными и (или) изверженными породами. Кроме того, существуют ореолы полуоткрытые или комбинированные, когда одна часть имеет выход на земную поверхность, а другая скрыта под перекрывающими породами. Этот тип ореола обычно развит на склонах речных долин, водораздельные поверхности которых сложены осадочными и изверженными породами более молодыми, чем кимберлитовые тела.

По особенностям строения и морфологии, которые зависят от условий переноса материала и некоторых других факторов, ореолы делятся на площадные и линейные или струйчатые. Последние нередко принято называть потоками рассеяния. Они характеризуются отчетливо выраженной вытянутостью по направлению склонового стока продуктов дезинтеграции кимберлитовых пород. Развиваются

Таблица 22. Типизация шлиховых ореолов по особенностям индикаторных минералов

| Классификационный признак | Тип ореола | Типоморфные признаки |
|---|---|---|
| По содержанию минералов и их соотношению | Мономинеральный | Присутствует один индикаторный минерал |
| | Биминеральный | То же, два минерала |
| | Полиминеральные: первый второй третий | То же, три и более минералов Пикроильменит > пироп > хромит Пироп > пикроильменит > хромит Пироп > хромит > пикроильменит |
| По связи с коренным источником | С одним установленным коренным источником | Минералы кимберлитов в ореоле хорошо сопоставляются с аналогичными минералами из одного известного коренного источника |
| | То же, с несколькими | То же, с минералами из нескольких известных коренных источников |
| | С не установленными коренными источниками | Минералы кимберлитов в ореоле свидетельствуют об их поступлении из нескольких не установленных коренных источников |
| | Смешанного типа: из одного или нескольких коренных источников и более древнего ореола | Часть минералов кимберлитов в ореоле сопоставляется с минералами одного или нескольких коренных источников, часть имеет признаки, характерные для вторичного коллектора |
| | Более древние ореолы | Минералы кимберлитов с признаками, свидетельствующими об их перееотложениях из более древних ореолов |
| По степени алмазности коренного источника | Предположительно с высокой алмазностью | Повышенное содержание индикаторных минералов алмазной ассоциации (кноррингитового граната, высокохромистого хромита) |
| | То же, со средней | Средние содержания индикаторных минералов алмазной ассоциации |
| | То же, с низкой | Низкое содержание или отсутствие индикаторных минералов алмазной ассоциации |
| По удаленности от коренного источника | Ближайшего переноса | Сохранность минералов очень хорошая, присутствуют реакционные оболочки, флогопит, серпентин, обломки кимберлита |
| | Близкого переноса | Сохранность минералов хорошая |
| | Средней дальности переноса | То же, средняя |
| | Относительно далекого переноса | То же, плохая |
| | Очень далекого переноса Неоднократного перееотложения (прибрежно-морской тип седиментации) | То же, плохая и очень плохая Сохранность индикаторных минералов очень плохая; они хорошо отсортированы гранулометрически, по размеру зерен, отмечается уничтожение низкохромистого пироба, дефектных зерен алмаза, характерны мономинеральные и биминеральные ореолы |

| Классификационный признак | Тип ореола | Типоморфные признаки |
|--------------------------------|------------|--|
| По степени химической коррозии | Первый | Минералы кимберлитов не подвержены или подвержены очень слабой коррозии |
| | Второй | Пироп корродирован, пикроильменит не корродирован |
| | Третий | Пироп сильно корродирован, пикроильменит слабо корродирован |
| | Четвертый | Пироп сильно корродирован, пикроильменит и хромит умеренно корродированы |
| | Пятый | Пироп почти полностью растворен, пикроильменит и хромит корродированы и замещены вторичными минералами |

потоки рассеяния в пролювиальных и аллювиальных отложениях временных и постоянных водотоков.

По связи с коренным источником ореолы бывают непрерывные и оторванные. Непрерывные ореолы сопровождают кимберлитовые тела, которые дренируются в настоящее время или дренировались в прошлом, но вынесенный материал сохранился непосредственно около источника сноса. Оторванные ореолы встречаются на определенном расстоянии от конкретного источника. Обычно это погребенные ореолы, сохранившиеся от размыва древних непрерывных площадных или линейных ореолов. По условиям залегания выделяются долинные, террасовые, равнинные, склоновые, водораздельные, карстовые ореолы; по составу материала, вмещающего минералы кимберлитов, — грубо-, средне-, мелкообломочные и глинистые.

Комплексное изучение индикаторных минералов кимберлитов с восстановлением сложной истории формирования ореола, выявление отдельных этапов его перестройки позволяют получать достоверную информацию о коренном источнике этих минералов, успешно решать прогнозно-поисковые задачи.

ТИПИЗАЦИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ВЕЩЕСТВЕННЫМ ПРИЗНАКАМ

В основу типизации кимберлитов положены общегеологические, минералогические и другие признаки, по которым кимберлитовые тела разделены на группы с характерными индивидуальными чертами индикаторных минералов в ореолах.

Основная цель предлагаемой типизации — по характеру типоморфных признаков минералов-спутников алмаза и его самого из ореолов прогнозировать не кимберлитовое тело вообще, а конкретный коренной источник с определенными свойствами этих минералов.

Разновозрастные кимберлитовые тела. Время образования кимберлитовых пород на земном шаре охватывает около 1,5 млрд лет. К наиболее древним кимберлитам, датировка которых более или менее однозначна, относятся трубки «Премьер» (ЮАР) [35, 63], «Маджгаван» (Индия) [35], метакимберлиты Берега Слоновой Кости [63]. По-видимому, измененными кимберлитами следует считать так называемые филлиты Бразилии, возраст которых определяется более 600 млн лет [63]. Следует напомнить, что алмаз встречен в еще более древних породах, чем перечисленные. К ним относятся конгломераты района Витватерсранд в Южной Африке [63]. Однако коренные источники этого алмаза до сих пор не установлены.

В Якутской провинции проявилось пять этапов активизации кимберлитового магматизма: позднеордовикский, позднесилурийский, позднедевонский, триасовый и позднеюрский [63].

Группой исследователей ЦНИГРИ (М. П. Метелкина, Б. И. Прокопчук, Е. В. Францесон) на протяжении последних 15 лет разрабатывались минералогические критерии поисков докембрийских месторождений алмаза. При этом они выделили особые характеристики докембрийского алмаза, которые назвали признаками древности. Эти исследователи выявили также минералы, сопровождающие докембрийский алмаз в россыпях, они предлагают считать их аллювиальными спутниками алмаза. Типоморфными признаками докембрийского алмаза (признаками древности) являются: а) преобладание округлых кристаллов ромбододекаэдрического и октаэдрического габитуса; б) зеленая окраска поверхностного слоя кристаллов, наличие зеленых и бурых пятен пигментации; в) значительный механический износ. Среди аллювиальных спутников алмаза выделяются дистен, андалузит, гранат, ставролит, корунд, циркон, рутил [63]. Перечисленные особенности действительно характерны для большинства находок алмаза из осадочных коллекторов докембрийского возраста. Однако этими признаками, как правило, не обладает алмаз из тех кимберлитовых трубок, докембрийский возраст которых доказан однозначно («Премьер», «Маджгаван» и др.). Изучение алмаза из докембрийских трубок показало, что для него, как правило, признаки «древности» не характерны. По морфологии и физическим свойствам разновидности алмаза из докембрийской трубки «Премьер» и мезозойской трубки «Ягерсфонтейн» очень похожи [162]. Тем не менее, как свидетельствуют наши исследования и опубликованные данные, докембрийские кимберлиты все же характеризуются некоторыми специфическими особенностями, которые, по-видимому, можно считать типоморфными. Так, например, для них характерно очень низкое содержание пироба (трубки «Премьер» и «Маджгаван»). Пироб в трубке «Маджгаван» интенсивно келифитизирован, что иногда приводит к почти полному его замещению келифитовым веществом. Что касается пикроильменита, то здесь картина иная: в трубке «Премьер» этого минерала много, а в трубке «Маджгаван» он не обнаружен. Оригинален состав значительной части ильменита трубки «Премьер»: высокое содержание MnO (3,76—6,08 %). Интересную группу алмазонасных пород докембрийского возраста составляют «метакимберли-

ты» — термин, предложенный французским исследователем Бардэ [146]. В эту группу отнесены алмазонасные породы даек и жил Берега Слоновой Кости и Габона, интенсивно переработанные метаморфическими процессами. Алмаз этих образований характеризуется почти всеми признаками древности. Пироп и пикроильменит в метакимберлитах практически полностью уничтожены наложенными процессами или сохранились в ничтожно малом количестве. Из первичных минералов кимберлитов здесь присутствует хромшпинелид, состав которого под воздействием процессов метаморфизма изменился по сравнению с кристаллами этого минерала из кимберлитов.

Итак, для поисков докембрийских кимберлитовых трубок большинство минералогических критериев, предложенных сотрудниками ЦНИГРИ, вряд ли имеют значение. Согласно нашим данным и литературным источникам, признаками докембрийских кимберлитов является низкое содержание минералов-спутников алмаза, в первую очередь пироба. Поэтому для них поисковая роль индикаторных минералов не столь велика, как при поисках более молодых кимберлитов. По-видимому, главенствующая роль при поисках древних коренных месторождений алмаза должна быть отведена самому алмазу, что вызывает необходимость отбора и обогащения проб больших объемов для фиксации алмаза.

Палеозойские кимберлитовые тела известны и хорошо изучены в Якутской провинции. В Африке и на других континентах эта возрастная группа кимберлитов распространена ограниченно, поэтому разработка минералогических критериев их поисков осуществлена на основе детального и всестороннего изучения минералов-спутников из кимберлитов Якутии, в первую очередь ее южных районов — Малоботубинского и Далдыно-Алакитского.

Характерная особенность среднепалеозойских кимберлитов — повышенное содержание минералов-спутников алмаза. Пироп и пикроильменит играют главную роль при поисках палеозойских кимберлитов. В некоторых трубках среднепалеозойского возраста повышено содержание алмаза. Поэтому наличие алмаза для этих месторождений — важный поисковый признак.

Мезозойские кимберлитовые трубки и дайки широко распространены на Африканском континенте, а также в северной части Якутской кимберлитовой провинции. Характерная их особенность — пониженное содержание минералов-спутников алмаза, особенно граната, и возрастание в связи с этим роли пикроильменита как поискового минерала. Особенно повышается роль пикроильменита во многих африканских трубках и жилах. Для пироба характерна пониженная хромистость, понижено также содержание хромистых клинопироксенов; в этих породах возрастает роль титанистой ассоциации минералов.

Кайнозойские кимберлиты известны только в Австралии, они открыты в последнее десятилетие, их минералы-спутники пока изучены слабо.

Кимберлитовые тела различных морфогенетических типов. Кимберлитовые трубки — главные типы промышленных коренных мес-

торождений алмаза. В основном они служат объектом эксплуатации в Советском Союзе, Африке, Китае, Индии, Австралии. Кимберлиты трубчатой фации очень разнообразны по особенностям алмаза и его минералов-спутников, тем не менее общим их признаком является наличие в большинстве случаев всего набора классических индикаторных минералов, характерных только для кимберлитовых пород (пироп, пикроильменит, хромдиопсид, высокохромистый хромшпинелид). Алмаз имеет октаэдрический и ромбододекаэдрический габитус, плоские и скульптурированные грани. Типоморфные признаки алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов трубчатой фации изучены хорошо, приемы их поисков шлихо-минералогическим методом известны [124].

Интересным типом коренных источников алмаза являются жильные или даечные тела кимберлитов. Сами по себе они редко бывают объектами промышленной разработки, хотя в Африке есть жилы, отработанные до глубины более 130—140 м, в некоторых из них алмаз довольно высококачественный. Алмаз и его минералы-спутники в жильных кимберлитах обладают некоторыми особыми типоморфными признаками, которые впервые выявлены на объектах Малоботубинского и других районов Якутии [1, 122]. Они нашли полное подтверждение на примере африканских жильных типов кимберлитовых тел [162]. У многих кристаллов алмаза из кимберлитов жильной фации округлая форма, большинство из них имеют ромбододекаэдрический габитус. Кроме того, они характеризуются значительной дефектностью, содержат большое количество эпигенетических вростков графита, имеют многочисленные дислокации. Среди минералов-спутников повышается роль титанистой ассоциации, в большинстве случаев пикроильменит резко преобладает над пиропом. Зерна пироба и пикроильменита более крупные. Среди жильных пикроильменитов встречаются зерна с реликтами огранки, что для этого минерала из кимберлитов — исключительная редкость. Установленные типоморфные признаки алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов жильного типа позволяют предположить нахождение этого типа коренного источника на севере Якутской кимберлитовой провинции. При рассмотрении даечного типа источников алмаза из россыпей всегда возникают трудности в объяснении существующей несбалансированности между запасами алмаза в россыпях и его количеством, которое должно было бы поступить в россыпь в случае размыва даечных тел кимберлитов. Однако нам представляется, что эти противоречия не столь существенны. Примером, когда источником довольно больших запасов алмаза в россыпях являются алмазонасные жилы, могут служить районы Западной Африки (Сьерра-Леоне, Гана, Гвинея).

Как можно заметить, перечисленные выше типоморфные признаки жильного алмаза во многом совпадают с признаками древности, которыми обладает алмаз из докембрийских источников, как правило, россыпного типа [63]. Следует также обратить внимание на то, что ряд коренных источников докембрийского возраста, алмаз в которых имеет признаки древности, представляют собой жильные тела. Это

прежде всего филлиты Бразилии, жилы Сегуэла, Берега Слоновой Кости и некоторые другие. Поэтому нам представляется, что большинство признаков докембрийского алмаза — не что иное, как типоморфные особенности алмаза жильной фации, что позволяет рекомендовать выделение самостоятельного жильного или даечного типа месторождения этого минерала.

Кимберлитовые силлы известны на Африканском континенте и в Архангельской области Советского Союза. В Якутии силлы пока не обнаружены, если не считать силлоподобного тела около трубки № 1 (силл «Амеба»). В связи со слабой изученностью трудно говорить о типоморфных признаках индикаторных минералов кимберлитов силлов. Можно лишь констатировать, что характерная особенность кимберлитовых силлов — низкое содержание минералов-спутников алмаза и небольшой размер их зерен.

Кимберлитовые тела, погребенные под осадочными и изверженными породами. Кимберлитовые тела, перекрытые верхнепалеозойскими отложениями и траппами, широко распространены в Далдыно-Алакитском районе [124]. В Малоботуобинском районе некоторые кимберлитовые трубки и дайки погребены под мезозойскими осадочными породами [124].

Особенно сложны взаимоотношения кимберлитов с траппами и верхнепалеозойскими отложениями в Далдыно-Алакитском районе. По отношению к перекрывающим породам кимберлитовые тела данного района делятся на: а) частично перекрытые верхнепалеозойскими отложениями и траппами; б) полностью перекрытые ими; в) протрузии кимберлитов в верхнепалеозойских отложениях и траппах; г) трубки, интродуцированные трапповыми силлами. Особенно сложное взаимоотношение между кимберлитами и траппами отмечается в последнем случае. Нередко блоки или пластины кимберлитов отчленены и сдвинуты на расстояние от первых до 800 м от основного тела внедрившимися в кимберлиты трапповыми силлами. В большинстве случаев перемещенные части кимберлитовых тел находятся на границе пород нижнего и верхнего палеозоя. Некоторые из них, как, например, отторженец около трубки № 3, перемещены трапповой интрузией в верхнепалеозойские отложения. Часть тела отторженца выведена эрозией на современную поверхность. Изучение отторженцев свидетельствует, что кимберлиты последних подверглись сильному изменению, нарушена его структура, на отдельных участках он рассланцован, хотя минералы-спутники алмаза «отторженцев» мало изменились по сравнению с основным телом.

Если при бурении под породами верхнего палеозоя обнаруживают блок перемещенного кимберлита, возникает проблема поисков основного его тела — трубки или дайки. В случае расположения недалеко от отторгнутого блока одной или нескольких трубок кимберлитов всегда возникает вопрос, от какого тела отторгнут кимберлит (от известного или еще не обнаруженного). Решить этот вопрос можно путем сопоставления индикаторных минералов отторженца и предполагаемого основного тела, используя сформулированное нами положение, что каждое кимберлитовое тело индивидуально по

особенностям глубинных минералов [124]. Этим способом было доказано, что бескорневое линзовидное тело кимберлитов, расположенное поблизости от трубки № 3, отторгнуто именно от этой трубки.

Размыв кимберлитовых тел в эпоху денудации, предшествовавшей захоронению, способствовал формированию ореолов в базальных слоях верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Характерная особенность этих ореолов — наличие переменных концентраций минералов-спутников алмаза как вблизи коренных источников, так и на удалении от них. В зависимости от удаленности ореола, степени проявления гипергенных процессов, гранулометрической и плотностной дифференциации меняются типоморфные признаки индикаторных минералов. Вопросы типоморфизма минералов кимберлитов из погребенных шлиховых ореолов рассмотрены в работах [83, 124]. Отметим лишь, что поиски погребенных кимберлитовых тел связаны с трудностями. Для повышения их эффективности обычно прибегают к изучению значительного количества минералов-спутников с применением точных методов и современной аппаратуры. В то же время обнаружение около двух десятков кимберлитовых трубок и жил в Малоботубинском и Далдыно-Алакитском районах, погребенных под верхнепалеозойскими и мезозойскими осадками, свидетельствует о возможности их поисков современным шлихо-минералогическим методом в сочетании с другими (например, магнитной разведкой), хотя поиски связаны с большими затратами.

Кимберлитовые трубки и жилы практически всегда перекрыты кайнозойскими отложениями мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых десятков метров. Обычно поиски таких кимберлитовых тел с применением минералогических критериев не представляют большого труда, особенно в тех случаях, когда перекрывающий чехол маломощный. Если перекрывающие отложения достигают нескольких десятков метров и представлены ледниковыми или другими тонкозернистыми фракциями осадков, а минералов-спутников в разрезе перекрывающих пород нет, то поиски таких трубок шлихо-минералогическим методом сопряжены с большими трудностями. Однако подобные кимберлитовые тела относительно удобны для поисков другими методами, например магнитной разведкой.

Кимберлитовые тела, интродуцированные другими типами магматических пород. В мире известно немного случаев, когда кимберлитовые трубки прорываются интрузиями. В Южной Африке кимберлитовая трубка «Премьер» прорвана интрузией норитов мощностью около 100 м [35]. В Якутской провинции в Далдыно-Алакитском районе впервые факт внедрения трапповой дайки в кимберлиты зафиксирован в трубке «Ленинградская» [140]. В дальнейшем в связи с открытием новых трубок в районе развития более поздних интрузий долеритов внедрение траппов в кимберлиты отмечалось чаще.

До недавнего времени при изучении характера влияния траппов на кимберлитовые породы отмечалось лишь проявление динамического воздействия первых на вторые. Во всех случаях линия контакта между кимберлитами и траппами была четкой. Кимберлиты при этом

не подвергались существенным термальным преобразованиям. На контакте происходило уплотнение кимберлита, терялись очертания псевдоморфоз, иногда формировались гидротерминальные зонки кальцита, отмечалось осветление или потемнение кимберлитов. Лишь в последние годы был установлен факт глубокого физико-химического превращения кимберлитов под воздействием дифференцированной интрузии траппов (мощностью около 100 м), прорывающей кимберлитовую трубку. Кимберлитовые породы со стороны висячего и лежащего контактов интрузии подверглись метасоматическим изменениям мощностью от первых метров до 100—120 м. Они превратились в известковые скарновые породы с разным количественным соотношением гроссуляр-андрадит, переходящего в гроссуляр-шорломит, клинопироксена и магнетита. В виде аксессуаров содержатся сфен и мелкие кристаллики апатита. Далее от контакта интрузии располагается более мощная зона метасоматизированных кимберлитов, сложенная хлоритом, серпентином и клинопироксеном и существенно декарбонатизированная.

Изменение вещественного состава кимберлитовых пород под влиянием трапповой магмы отразилось на морфологических особенностях алмаза и других индикаторных минералов кимберлитов. Так, зерна пироба под воздействием трапповых гидротерм замещаются хлоритом; на их поверхности формируется отчетливая пирамидально-черепитчатая скульптура различной степени рельефности [86]. При этом отмечается зависимость степени растворения зерен граната от их состава: наиболее сильно растворены малохромистые оранжевые и красные разновидности граната. Рельеф растворения на них четко выражен, крупный. На зернах хромистого граната рельеф растворения более тонкий, часто под биноклем он фиксируется только по суммарному отблеску от поверхностей растворения.

На зернах пикроильменита образуются агрегаты анатаза в виде сплошных оболочек или щеток, состоящих из отдельных кристалликов. Иногда гнезда анатаза располагаются внутри зерен ильменита. Часто на поверхности зерен ильменита образуются каверны растворения. Степень замещения пироба и ильменита к контакту кимберлитов с траппами возрастает вплоть до полного их разрушения. Наиболее устойчивый минерал — хромшпинелид, однако и он растворяется с образованием контрастного мелкокавернозного рельефа по всей поверхности зерна.

Как известно, корродированный пироп с аналогичными формами на поверхности зерен ранее был установлен в промежуточном коллекторе каменноугольного возраста в районе пос. Чернышевский [129]. Уже тогда было сделано заключение, что подобные скульптуры на пиропе образуются под воздействием гидротерм трапповой магмы, что полностью подтвердилось результатами изучения приконтактных зон кимберлитов с трапповой интрузией. В Далдыно-Алаkitском районе в промежуточных коллекторах нередко встречаются зерна ильменита из кимберлитов, покрытые как бы лаковой коркой бурого цвета, аналогичной описанной. Изменение поверхностного слоя ильменита из ореолов могло произойти под воздействием трапповых тел либо

в кимберлите, либо уже в ореоле. Аналогичный характер изменения минералов кимберлитов не позволяет однозначно решать вопрос о том, где произошло изменение минералов-спутников, в связи с чем поисковое значение данного признака существенно снижается.

Под влиянием температуры трапповой магмы происходит окисление алмаза. По данным В. П. Жихаревой, первые признаки его окисления выявлены в кимберлитах на расстоянии 45—70 м от контакта тела с долеритовым силлом. Они выражаются в появлении на поверхности кристаллов алмаза тонкой матировки. По мере приближения к интрузии следы коррозии усиливаются, появляется характерная черепитчато-шестоватая скульптура, усложняющаяся большими кавернами, уходящими в глубь кристаллов параллельно плоскостям октаэдра. Непосредственно у контакта с долеритовым силлом кристаллы алмаза испытывают наиболее активное воздействие гидротерм. Морфологически это выражается в укрупнении черепитчатого узора. Они образуют пачки, иногда трехгранные пирамидки или клиновидные холмики. На некоторых кристаллах можно наблюдать преобразование пирамидок в усеченные каплевидные холмики.

Какие-либо следы изменения кимберлитов трубки «Премьер» на контакте с интрузией норитов в литературе не описаны. По устному сообщению Б. Хотуорна, их там нет. Не исключено, что в связи со слабой изученностью кимберлитов трубки «Премьер» они остались не выявленными. При характеристике алмаза данной трубки указывается, что их поверхность матовая, как бы маслянистая. Возможно, в этом и проявляется окислительное растворение алмаза трубки «Премьер» под воздействием гидротерм норитов. Не исключено, что на кристаллах алмаза есть еще и другие более четко выраженные следы окисления, но из-за недостаточной изученности они не описаны.

Таким образом, достоверное растворение индикаторных минералов кимберлитов (в том числе алмаза) под влиянием гидротерм трапповой магмы — факт уникальный. Он позволяет по-новому объяснять генетическую сущность отмечавшихся в некоторых россыпях корродированных кристаллов алмаза [12] и его минералов-спутников [129].

Подводя итог изложенному, можно заключить, что находки в ореолах скульптурированных зерен граната (форма скульптур черепитчатая, тонкобугорчатая) и алмаза, зерен ильменита, покрытых анатазовыми «рубашками», являются четким признаком воздействия на индикаторные минералы трапповых гидротерм. В связи с тем что под воздействием трапповой магмы сильно меняются структурно-вещественные характеристики кимберлитов, в районах, где проявился трапповый магматизм, следует особое внимание уделять измененным породам, чтобы не пропустить скарнированные кимберлиты.

Эродированные кимберлитовые тела. Как показали результаты изучения геологического строения алмазоносных территорий, степень эрозии кимберлитовых трубок в разных алмазоносных районах разная: от минимальной, когда трубки практически не эродированы и вокруг них сохранился кольцевой выброс, до сильно эродированных, когда уничтожен столб кимберлитов до 1000 м и более.

Изучение в различной степени эродированных кимберлитовых тел показало, что во многих случаях намечается вертикальная зональность кимберлитов, в том числе и по минералогическим признакам: по содержанию минералов, некоторым физическим свойствам и другим признакам пироба, пикроильменита, хромита. Естественно, что ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов в какой-то мере отражают степень эродированности кимберлитов, т. е. эти минералы должны обладать типоморфными признаками, характерными для эродированного отрезка кимберлитового тела.

Как показали наши исследования слабо эродированных кимберлитовых трубок Якутии, а также Африканского континента («Орапа», «Мвадуи»), верхние горизонты в них сложены специфическими статифицированными породами осадочно-вулканогенного генезиса. Это, как правило, осадки кратерных озер, представленные чередованием слоев пелитоморфного, песчаникового и гравелитоподобного материала. Эти осадки состоят из дезинтегрированных вмещающих пород, а также обломков кимберлитов и их минералов. В связи с тем что при дезинтеграции происходит дробление пород и минералов, в том числе и спутников алмаза, последние в переотложенных образованиях существенно отличаются от аналогичных минералов в породах первичного залегания. В связи с этим ореолы индикаторных минералов из верхних частей трубок должны отличаться от ореолов, образованных при дезинтеграции кимберлитов более глубоких горизонтов. Для минералов-спутников алмаза из переотложенных кимберлитов характерны мелкие размеры, зерна пироба отличаются отсутствием келифитовых кайм даже в ореолах ближайшего переноса, ильменит также часто лишен реакционных оболочек; среди минералов-спутников алмаза преобладают осколки и обломки. Хромдиопсид, оливин и некоторые другие минералы, как правило, почти всегда существенно или полностью разрушены и в ореолах встречаются исключительно редко. Общим для таких ореолов является низкое содержание минералов-спутников алмаза.

Умеренно эродированные кимберлитовые трубки, когда полностью размыта и уничтожена кратерная фация пород, наиболее распространены в Якутии; минералы-спутники их ореолов изучены хорошо, им посвящено много публикаций, в том числе и настоящая работа, поэтому нет необходимости здесь на них детально останавливаться.

Минералы-спутники алмаза сильно эродированных трубок, когда сохранились корни — подводящие каналы, обладают некоторыми специфическими особенностями. Во-первых, установлено, что в подводящих каналах спутников алмаза меньше, чем в раструбе, во-вторых, гранат здесь келифитизирован более интенсивно, а пикроильменит с периферии замещен вторичными минералами. Это соответствующим образом отражается также на особенностях этих минералов в россыпях.

Кимберлитовые тела с различной степенью вторичного изменения. Кимберлитовые породы большинства трубок и жил Якутии интенсивно переработаны вторичными процессами. Кроме того, во многих случаях на постмагматически измененные породы, преобразование ко-

торых связано с поступлением растворов из глубины, накладывается гипергенное изменение, приводящее к образованию коры выветривания мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров [40].

Как установлено нашими исследованиями, в условиях гипергенного выветривания минералы-спутники алмаза, прежде всего пироп, подвергаются химической коррозии с образованием специфических поверхностных скульптур, наиболее характерные из которых бугорчатая, гроздевидная, черепитчатая, кавернозная, трихитическая. Крайней формой растворения пироба в коре выветривания является выпуклогранный кубоид [124]. Здесь иногда происходит частичное, а в некоторых случаях полное растворение части зерен, в первую очередь малохромистого пироба. В разной степени корродируются зерна пикроильменита и даже хромита, который является одним из наиболее устойчивых минералов кимберлитов в условиях гипергенеза. Поэтому ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза, образованные за счет размыва коры выветривания кимберлитов, характеризуются специфическими морфологическими особенностями зерен данных минералов. Кроме того, вследствие более интенсивного растворения пироба, по сравнению с другими минералами-спутниками алмаза, шлиховая ассоциация ореолов обедняется пиропом, а вследствие более интенсивного растворения малохромистых разновидностей сдвиг ассоциации произойдет в сторону накопления высокохромистого граната. Установлено также, что в условиях коры выветривания кимберлитов алмаз приобретает бледно-голубовато-синеватый нацвет (цвет морской воды).

Породы коры выветривания сложены продуктами изменения серпентина, хлорита и некоторых других минералов и представлены монтмориллонитом с примесью гидрослюда. Как показали исследования последних лет, продукты переотложения коры выветривания фиксируются в ореолах ближайшего переноса по особым типоморфным признакам [40, 124]. Так как минералы легкой фракции малоустойчивы в зоне гипергенеза и далеко переноситься не могут, то их обнаружение в осадках однозначно свидетельствует о недалеком расположении коренного источника.

Большинство кимберлитовых тел подвержено сильной серпентинизации. При этом главный породообразующий минерал кимберлитов — оливин — нередко полностью замещен серпентином. Частичной, а в редких случаях полной серпентинизации подвергается гранат, особенно под келифитовой каймой. Келифитовая кайма в серпентинизированных кимберлитах имеет, как правило, радиально-лучистое строение и сложена в основном вторичными минералами — хлоритом, серпентином. В измененных кимберлитах из первичных минералов келифитового материала сохраняется только хромшпинелид. Серпентинизированные кимберлиты, по сравнению со слабо серпентинизированными, более рыхлые, следовательно, минералы-спутники алмаза при эрозии кимберлитов относительно свободно высвобождаются из кимберлита и образуют обширные ореолы. Однако так как пироп под келифитовой оболочкой нередко трещиноват, то при

отделении от кимберлита он распадается на обломки угловатой формы. Первичная поверхность сохраняется только на отдельных участках зерен. Сплошные келифитовые каймы или их фрагменты, покрывающие зерна граната в кимберлите, либо полностью отделены от них, либо встречаются очень редко на единичных зернах этого минерала в ореолах ближайшего переноса.

При сильной карбонатизации кимберлитов происходит замещение кальцитом или доломитом, иногда тем и другим серпентина, хлорита и некоторых других минералов. Развиваясь по трещинам пироп, пикроильменита, а также на контакте между зернами агрегатных выделений последнего, карбонат разрыхляет зерна этих минералов, происходит их раскалывание на отдельные фрагменты. При высвобождении из кимберлита фрагменты перечисленных минералов приобретают угловато-неправильную форму, обычно они лишены келифитовых и других реакционных кайм.

Слабо измененные кимберлиты, т. е. подвергшиеся незначительной серпентинизации, карбонатизации и воздействию других вторичных процессов, характеризуются значительным выходом минералов тяжелой фракции, особенно оливина, иногда повышено количество пироксенов (в большинстве африканских трубок и даек). Пироп и пикроильменит обычно менее трещиноваты, они меньше подверглись коррозии и замещению серпентином, хлоритом, флогопитом (пироп), лейкоксеном (пикроильменит), чем в выветрелых породах. Келифитовая кайма в слабо измененных кимберлитах обычно плотно облекает зерна граната, причем нередко бывает трудно отделить пироп от келифита, поэтому зерна граната с келифитовой каймой в ореолах ближайшего и близкого переноса сохраняются чаще, чем в других случаях. Ореолы подобных кимберлитовых тел обычно развиты хорошо, причем в ореолах близкого переноса всегда повышено количество оливина, иногда клинопироксена (хромдиопсида и диопсида). Среди минералов-спутников алмаза много целых зерен.

Кимберлитовые породы различной алмазоносности. Основной задачей поисков является открытие коренных и россыпных месторождений алмазов. В Якутии пока единственный промышленный тип коренных месторождений алмаза — кимберлитовые тела. Однако степень алмазоносности кимберлитов разная: от практически неалмазоносных до промышленно алмазоносных. Особо важной проблемой являются поиски не кимберлитов вообще, а промышленно алмазоносных. Разработка надежных минералогических критериев алмазоносности кимберлитов Н. В. Соболевым [103] позволяет решать эту задачу.

Согласно минералогическим критериям с алмазоносностью кимберлитов положительно коррелируется содержание в породе граната алмазной ассоциации, т. е. характеризующегося повышенными концентрациями Cr_2O_3 (выше 5 %) и низкими CaO (обычно ниже 2,5 %), а также пониженной железистостью. Кроме того, индикаторами алмазоносности кимберлитов является высокое содержание высокохромистого граната, хромистого граната зонального строения и зерен пироп с включениями высокохромистых хромита и хромдиопсида. Хромит также используется в качестве минералогического индикатора.

тора алмазоносности. С содержанием алмаза положительно коррелируется содержание в кимберлите высокохромистых ($> 62\% \text{ Cr}_2\text{O}_3$), маложелезистых и низкоглиноземистых разновидностей хромита. В высокоалмазоносных кимберлитах повышено количество оливина с незначительной примесью хрома (сотые, реже десятые доли пропента). Кроме того, в алмазоносных трубках в большинстве случаев пикроильменита меньше, чем пиропы, в них отмечаются повышенные концентрации хромита, особенно высокохромистого.

Следует отметить, что степень алмазоносности кимберлитов увязывается только с массовым содержанием минералов-индикаторов алмазоносности, тогда как по количеству этих минералов в ореолах судить об их содержании в коренном источнике можно только весьма приблизительно. Это необходимо учитывать при прогнозировании потенциальной алмазоносности коренного источника кимберлитового материала из россыпей.

Выше обращалось внимание на то, что в условиях гипергенеза быстрее растворяются низкохромистые разновидности пиропы, что приводит к сдвигу шлиховой ассоциации в сторону накопления его высокохромистых разновидностей, в том числе кноррингитсодержащих, которые являются индикаторами алмазоносности кимберлитов. Это также необходимо учитывать, когда предпринимается попытка прогнозировать потенциальную алмазоносность коренного источника индикаторных минералов из россыпей. Кроме того, установлено, что более мелкие классы граната характеризуются повышенной хромистостью, поэтому при определении алмазоносности первоисточников нужно принимать во внимание размер исследованных зерен граната. Однако, несмотря на определенные ограничения, практика применения минералогических критериев при поисках алмазных месторождений показала, что алмазоносность коренных источников все же отражается в составе шлиховых минералогических ассоциаций. Поэтому уже на поисковом этапе можно предварительно судить об алмазоносности коренного источника (высокая, средняя, низкая или источник не алмазоносный).

Кимберлитовые тела с переменным содержанием минералов-спутников алмаза. Как известно, в разных кимберлитовых телах набор минералов-спутников алмаза и их соотношения неодинаковы. Встречаются, хотя и редко, кимберлитовые тела, где содержание практически всех основных и индикаторных минералов — пиропы, пикроильменита, хромита, хромдиопсида — высокое. Довольно широко распространены трубки и жилы, в которых один или несколько из перечисленных минералов встречаются редко или отсутствуют. Нет необходимости доказывать, что особенности шлиховых ассоциаций минералов в ореолах, концентрация того или иного минерала-спутника зависят, прежде всего, от его содержания в коренном источнике. Поэтому по особенностям шлиховых ореолов кимберлитовых минералов можно судить о содержании этих минералов в коренном источнике. Так было при открытии трубки № 1. Когда в базальном слое иреляхских отложений юрского возраста обнаружили высокие концентрации пиропы и низкие пикроильменита, было сделано заключение,

что коренным источником их является кимберлитовое тело с подобным соотношением этих минералов. Обнаружение кимберлитовой трубки полностью подтвердило эти предположения. Аналогичная картина наблюдалась при открытии трубки «Айхал». Здесь первоначально в шлихах и мелкообъемных пробах были обнаружены умеренные концентрации пироп, наряду с многочисленными находками кристаллов алмаза при отсутствии пикроильменита. Напрашивался вывод, что коренной источник индикаторных минералов весьма специфичен: он должен содержать относительно мало пироп при отсутствии или очень низком содержании пикроильменита, его алмазоносность должна быть высокой. Это полностью подтвердилось впоследствии. Подобных примеров можно было бы привести много.

Кимберлитовые тела с различными петрографическими и петрохимическими типами породы. Кимберлитовые породы различных регионов, полей, трубок и самостоятельных фаз внутри трубок различаются между собой петрографическими и петрохимическими признаками.

Петрографическая изменчивость кимберлитов определяется переменным содержанием флогопита, монтчеллита, апатита, перовскита, серпентина, кальцита и некоторых других компонентов, что находит отражение в особенностях содержания петрогенных и малых элементов. Наиболее часто обособляется два петрографических и петрохимических типа кимберлитов: а) ультраосновный с низким содержанием калия, натрия, фосфора, титана, ряда редких и малых элементов; б) основной (щелочной) с повышенным содержанием калия, натрия, а также фосфора, титана и некоторых других элементов. Нам представляется, что образование каждого из этих типов кимберлитов характеризуется специфическими особенностями условий термодинамики и отражает глубину заложения магматических очагов в породах верхней мантии. Ультраосновные кимберлиты, как правило, более глубинные породы, чем основные (щелочные). В связи с этим минералы-спутники алмаза в ультраосновных кимберлитах относятся к более глубинным фаціальным группам пород мантии, чем в основных.

В ультраосновных кимберлитах почти всегда повышено количество минералов высокохромистого состава (кноррингитсодержащий пироп, высокохромистый хромшпинелид, хромдиопсид), меньше минералов титанистой группы (пикроильменит, оранжевый пироп, апатит). В ультраосновных кимберлитах всегда мало флогопита, тогда как в основных содержание этого минерала повышено. Ультраосновные кимберлиты гораздо чаще имеют более высокую алмазоносность, чем основные (щелочные).

Следует отметить, что имеются исключения и практически неалмазоносные и малоглубинные кимберлиты отличаются высокомагнетизальным составом. Подобными породами, которые не вписываются в данную схему, являются кимберлиты Нижнеоленинского района, трубок «Обнаженная», «Русловая» и др., которые, будучи малоглубинными, все же отличаются высокой магнетизальностью. В соответствии с подобной специализацией минерального состава кимберлитов их минералы в ореолах будут индивидуальны. Среди минералов-спутни-

ков алмаза ультраосновных кимберлитов преобладают минералы более глубоких фаций пород мантии, в то время как в ореолах кимберлитового материала, образованных основными (щелочными) кимберлитами, значительная роль принадлежит минералам титанистой ассоциации. Здесь нередко содержится титанистый флогопит или продукты его изменения.

Приведенная выше типизация кимберлитовых пород по геологическим условиям локализации и вещественным признакам представляет собой первую попытку разделить сложное сообщество кимберлитов на определенные группы, которые можно было бы прогнозировать по продуктам разрушения этих пород, встречаемых в ореолах. Естественно, что она будет уточняться, конкретизироваться и углубляться. Тем не менее ее практическое значение, на наш взгляд, очевидно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше анализ типоморфизма и индикаторных свойств наиболее важных минералов кимберлитов раскрывает закономерности их эволюции, начиная от кристаллизации в верхней мантии и кончая гипергенезом в современных и древних ореолах, а также закономерности площадного изменения состава и физических свойств большинства глубинных минералов кимберлитов в пределах Якутской провинции. Обращено внимание на отличительные признаки индикаторных минералов кимберлитовых пород Якутии и Африки.

По особенностям состава индикаторных минералов кимберлитов и другим признакам Якутская кимберлитовая провинция разделена на две области: Вилюйскую и Анабар-Оленекскую. Различия кимберлитов выделенных областей обусловлены, главным образом, разной глубиной кимберлитовых выплавов: кимберлитовые расплавы в Вилюйской области генерировались значительно глубже, чем в Анабар-Оленекской. Этим определяется низкая продуктивность кимберлитов последней.

Кимберлитовые породы содержат комплекс неравновесного полигенного мантийного материала, представленного глубинными ксенолитами и ксенокристами минералов, образовавшимися в широком интервале PT -параметров: от области стабильного алмазообразования до области, где нет даже пироба. Между собой кимберлитовые тела различаются соотношением разноточинных ассоциаций минералов, что позволяет рассматривать каждую трубку как объект, характеризующийся строго индивидуальными особенностями индикаторных минералов. Этот признак определяет типоморфизм кимберлитовых тел и является главным при идентификации месторождений по алмазу и его минералам-спутникам.

Анализ данных о морфологии и некоторых физических свойствах алмаза из ксенолитов глубинных пород и кимберлитового цемента показал их полную идентичность. Это еще раз убедительно свидетельствует о ксеногенной природе алмаза. Кимберлитовый расплав выполнял роль транспортера, который выносил алмаз и другой глубинный материал из соответствующих областей верхней мантии в земную кору. Обобщение литературных данных об алмазе из докембрийской трубки «Премьер» и относительно молодых трубок и даек Якутской

кимберлитовой провинции и Южной Африки показывает, что различия между разновидностями алмаза из разновозрастных трубок менее ощутимы, чем из разных морфологических тел кимберлитов (в данном случае трубок и даек).

Из индикаторных минералов кимберлитов при поисках шлихо-минералогическим методом наибольшее значение имеют пироп, пикроильменит и хромит. В работе этим трем минералам уделено больше внимания. Впервые приводится детальная характеристика морфологии кристаллов граната, хромшпинелида и циркона, измерение которых проводилось инструментальным методом. Несмотря на то что ограненный гранат в кимберлитах встречается относительно редко, изучение кристалломорфологии его индивидов важно в генетическом плане, оно позволяет восстановить один из наиболее ранних этапов морфогенеза этого минерала. Описаны явления мириозидрии на кристаллах граната и хромшпинелида, установленные только в этих минералах из кимберлитов и некоторых карбонатитов.

В работе использовано огромное количество микрозондовых анализов, приведены сопоставления состава статистические представительных проб пироп, пикроильменита и хромита из многих коренных источников Якутской кимберлитовой провинции. На большом фактическом материале показано снижение хромистости гранатов и хромшпинелидов и уменьшение содержания указанных минералов из алмазной ассоциации кимберлитов и шлиховых ореолов северной части провинции. Эти данные свидетельствуют о низкой перспективности в отношении алмазоносности кимберлитов Анабар-Оленекской области. В монографии впервые уделено значительное внимание изучению типоморфных признаков таких нетрадиционных в поисковом отношении индикаторных минералов кимберлитов, как циркон, апатит и флогопит. Эти минералы во многих случаях могут сыграть важную роль при открытии кимберлитовых трубок. Приведена краткая характеристика вторичных продуктов переработки кимберлитовых минералов (на примере серпентина). На вторичные минералы следует обратить при поисках самое серьезное внимание, так как их использование — важный фактор повышения результативности поисковых работ. Изучение представительных выборок граната, в меньшей мере ильменита и хромита, из ксенолитов и сравнение их с химическими особенностями этих минералов из кимберлитового концентрата указывают на близость их состава. Тем не менее практически во всех изученных трубках спектр состава граната из кимберлитового цемента шире, чем из ксенолитов. Результаты сопоставления, как отмечалось выше, интерпретируются с позиций ксеногенной гипотезы происхождения индикаторных минералов кимберлитов, а отсутствие балланса между гранатом из ксенолитов и кимберлитового цемента скорее всего указывает на избирательное опробование и вынос на поверхность кимберлитовым расплавом пород верхней мантии.

Индикаторные минералы кимберлитов, попадая в ореолы, несут информацию о конкретных кимберлитовых телах, из которых они высвободились. Индивидуальные признаки минералов кимберлитов каждого коренного источника — основа для типизации шлиховых

ореолов и отнесения их к конкретному коренному источнику. Однако в ореолах типоморфные признаки индикаторных минералов кимберлитов, сформированные в эндогенных условиях, трансформируются в результате воздействия на минералы многих факторов, что приводит к частичной потере первичных признаков, возникших в коренном источнике, и приобретении новых, вторичных. Наиболее существенные постмагматические изменения индикаторных минералов кимберлитов осуществляются при их переносе на большие расстояния от первоисточника, неоднократном перееотложении из более древнего коллектора в молодой, длительном пребывании в волноприбойной зоне, химической коррозии в условиях гипергенного выветривания, внутрислойного растворения (диагенеза) и воздействия гидротермальных растворов, связанных с внедрением в осадочные породы более поздних интрузий (обычно траппов).

При транспортировке происходит дифференциация индикаторных минералов кимберлитов по гранулометрии, плотности, выбывают (уничтожаются) из сферы переноса механически неустойчивые минералы и дефектные зерна; поверхностный слой зерен истирается, округляется. В условиях гипергенеза и под воздействием гидротермальных растворов происходит коррозия пиропса с образованием на поверхности зерен черепитчатого, пирамидального, бугорчатого, кавернозного, трихитического и некоторых других типов рельефа. Крайней формой гипергенного растворения является формирование кубоидов. Как при транспортировке, так и в условиях гипергенеза к наименее устойчивым относятся зерна граната оранжевого цвета, на втором месте находится красный гранат и наиболее устойчивы фиолетово-красные его разновидности. В такой же последовательности в гранате возрастает содержание Cr_2O_3 , что приводит к сдвигу пироповой ассоциации в ореолах в сторону накопления в них хромистых разновидностей этого минерала. Анализ площадного распространения ассоциаций кимберлитовых минералов в ореолах показал, что вблизи источников сноса накапливается более тяжелый ильменит, тогда как пироп преимущественно выносится далеко, образуя обширные поля, которые нередко территориально не связаны с локализациями кимберлитовых пород.

Изучение большого количества индикаторных минералов кимберлитов из коренных источников и шлиховых ореолов комплексом методов позволило выявить их главные типоморфные признаки из кимберлитов разной продуктивности, разных районов, полей и конкретных трубок, разновозрастных кимберлитов, тел различных морфологических типов (трубок, даек, отчасти силлов). Эти данные положены в основу типизации кимберлитовых тел и шлиховых ореолов по условиям локализации и вещественным признакам. Целью данной типизации является совершенствование шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений.

К наиболее актуальным задачам дальнейших исследований, решение которых может повысить эффективность поисковых работ на алмаз, относятся следующие.

1. Продолжение изучения индикаторных минералов кимберлитов

из коренных источников и шлиховых ореолов. Особое внимание следует обратить на некоторые нетрадиционные минералы-индикаторы кимберлитов, устойчивые в ореолах вторичные и гидротермальные минералы (хлорит, вермикулит, кварц, сульфиды, барит и др.). Использование для их изучения новых методик и аппаратуры позволит уточнить и конкретизировать известные и выявить новые типоморфные признаки для их применения в поисковых целях.

2. Моделирование в лабораторных условиях ряда природных процессов, в первую очередь процесса химической коррозии индикаторных минералов, их механического износа при транспортировке в различных физико-механических средах (аллювиальный перенос, условия седиментации в прибрежно-морской зоне и др.). Результаты этих исследований будут способствовать объективной расшифровке сложной посткимберлитовой истории индикаторных минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П., Иванов И. Н., Коптиль В. И., Харькив А. Д. Типоморфизм алмазов из кимберлитовых жил и возможные коренные источники алмазоносных россыпей севера Западной Якутии // Докл. АН СССР.— 1974.— 214, № 2.— С. 425—428.
2. Афанасьев В. П., Сибирцев Ю. М., Егоров А. Ю. О кимберлитовых минералах из древних прибрежно-морских коллекторов // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1986.— № 2.— С. 48—54.
3. Афанасьев В. П., Соболев Н. В., Харькив А. Д. Эволюция химизма ассоциации пиропов в древних ореолах рассеяния кимберлитовых тел // Геология и геофизика.— 1984.— № 2.— С. 137—141.
4. Афанасьев В. П., Харькив А. Д. Об агрегатном пикроильмените из кимберлитов // Там же.— 1980.— № 4.— С. 37—46.
5. Афанасьев В. П., Харькив А. Д. Ксенолиты алмазоносных эклогитов из кимберлитов Якутии // Геохимия и рудообразование.— 1980.— № 8.— С. 87—98.
6. Бартошинский З. В. Об алмазах из эклогита кимберлитовой трубки «Мир» // Геология и геофизика.— 1960.— № 6.— С. 129—131.
7. Бартошинский З. В. Минералогическая классификация природных алмазов // Минерал. журн.— 1983.— 5, № 5.— С. 84—93.
8. Бартошинский З. В. Парастерические ассоциации алмазов Якутии // Минерал. сб. Львов. ун-та.— 1984.— № 38, вып. 1.— С. 3—6.
9. Бартошинский З. В., Бекеша С. Н., Боткунов А. И. и др. О конусах растворения на кристаллах циркона из кимберлитовой трубки «Мир» // Докл. АН СССР.— 1982.— 267, № 6.— С. 1444—1448.
10. Бартошинский З. В., Бекеша С. Н., Винниченко Т. Г., Пидзырайло Н. С. Типы спектров фотолюминесценции алмазов Якутии // Минерал. сб. Львов. ун-та.— 1986.— № 40, вып. 1.— С. 32—38.
11. Бартошинский З. В., Ефимова Э. С., Жихарева В. П., Соболев Н. В. Кристалломорфология включений граната в природных алмазах // Геология и геофизика.— 1980.— № 3.— С. 12—22.
12. Бартошинский З. В., Захарова В. Р., Иванов И. Н. Протравленные алмазы в мезозойских отложениях // Там же.— 1978.— № 10.— С. 154—161.
13. Бартошинский З. В., Харькив А. Д., Боткунов А. И., Соболев Н. В. Новые данные об алмазах из эклогитов трубки «Мир» // Там же.— 1973.— № 5.— С. 108—112.
14. Барсанов Г. П., Гаранин В. К., Жияева В. А. и др. Коэрцитивные спектры ильменитов из кимберлитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1977.— № 4.— С. 97—108.
15. Бекеша С. Н., Лемешко Р. А. Кристалломорфология хромшпинелида из меловых отложений северной части Волыни // Минерал. сб. Львов. ун-та.— 1985.— № 39, вып. 2.— С. 80—83.
16. Белов Н. В. Очерки структурной минералогии // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва.— 1951.— № 5.— С. 13—36.
17. Биленко Ю. М. Содержание азота в алмазах коренных месторождений Якутии // Геология и геофизика.— 1982.— № 7.— С. 131—133.

18. Биленко Ю. М. Содержание азота в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Там же.— 1983.— № 3.— С. 146—147.
19. Благулькина В. А., Губанов В. А., Уманец В. Н., Футергендлер С. И. Микрокристаллы ильменита из кимберлитов Лучаканского района // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений.— Л.: Наука, 1975.— С. 11—18.
20. Блинова Г. К., Боткунов А. И., Каминский Ф. В. и др. Особенности распределения азотных центров в алмазах из разных кимберлитовых трубок Якутии // Геология и геофизика.— 1985.— № 3.— С. 156—159.
21. Бобривич А. П., Бондаренко М. И., Гневушев М. А. и др. Алмазные месторождения Якутии.— М.: Госгеолиздат, 1959.— 527 с.
22. Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии.— М.: Недра, 1964.— 192 с.
23. Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. и др. Природные и синтетические алмазы.— М.: Наука, 1986.— 222 с.
24. Боткунов А. И., Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Перминова М. С. Минеральные включения в цирконе из кимберлитовой трубки «Мир» // Докл. АН СССР.— 1980.— 251, № 5.— С. 1233—1236.
25. Васильева З. В. Апатит из кимберлитов и близких к ним пород Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 3.— С. 74—82.
26. Василенко В. Б., Кривошуккая Л. М., Пономарева Л. Г., Холодова Л. М. Монокристалличность как критерий оценки условий образования апатита Селигдарского месторождения // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука, 1978.— С. 356—363.
27. Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А., Колесникова Т. П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита.— М.: Наука, 1971.— 242 с.
28. Галимов Э. М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия.— 1984.— № 8.— С. 1091—1117.
29. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. Ильменит из кимберлитов.— М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1984.— 240 с.
30. Геншафт Ю. С., Якубова С. А., Волкова Л. М. Внутренняя морфология природных алмазов // Исследования глубинных минералов.— М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1977.— С. 5—31.
31. Герасимов А. Ю., Поваренных А. С., Мацюк С. С., Харьков А. Д. Твердость хромсодержащих гранатов из кимберлитов // Минерал. журн.— 1984.— 6, № 2.— С. 42—50.
32. Глазов А. И. Методы морфометрии кристаллов.— Л.: Недра, 1981.— 147 с.
33. Гневушев М. А. Алмазы и условия их образования в природе (на примере отечественных месторождений): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук.— Л., 1973.— 50 с.
34. Гуркина Г. А., Бартошинский З. В. Некоторые особенности внутренней морфологии октаэдрических индивидов природного алмаза // Минерал. сб. Львов. ун-та.— 1979.— № 33, вып. 2.— С. 23—26.
35. Дюсон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них.— М.: Мир, 1982.— 300 с.
36. Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов в Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР.— 1980.— 254, № 1.— С. 175—179.
37. Ефимов И. А. Эклогитовая формация докембрия Северного и Южного Казахстана // Петрографические формации и проблема петрогенезиса.— М.: Наука, 1964.— С. 180—191.
38. Жабин А. Г. Онтогенез минералов: агрегаты.— М.: Наука, 1979.— 275 с.
39. Жихарева В. П., Штурман В. Л., Кулакова И. И., Руденко А. П. Морфология каталитически протравленных алмазов // Минерал. журн.— 1980.— 2, № 4.— С. 80—83.
40. Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Мельник Ю. М., Мовчан Н. П. Вторичные минералы кимберлитов.— Киев: Наук. думка, 1987.— 262 с.
41. Иваницкий В. П., Матяш И. В., Харьков А. Д. Кристаллохимические особенности флогопита мантийного происхождения по данным ЯГР // Минерал. журн.— 1986.— 8, № 3.— С. 41—48.

42. Илупин И. П., Ефимова Э. С., Соболев Н. В. и др. Включение в алмазе из алмазоносного дунита // Докл. АН СССР.— 1982.— 264, № 2.— С. 454—456.
43. Илупин И. П., Кривонос В. Ф. Циркон и апатит — спутники алмаза в шлихах // Изв. вузов: Геология и разведка.— 1968.— № 8.— С. 47—49.
44. Илупин И. П., Милашев В. А., Томановская Ю. И., Евдокимов А. И. Ильменит из кимберлитов Якутии // Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений.— Л.: НИИГА, 1974.— С. 5—29.
45. Илупин И. П., Тронева Н. В. О химическом составе и условиях нахождения титанклиногумита в кимберлитах // Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма.— М.: Наука, 1982.— С. 143—157.
46. Илупин И. П., Харьков А. Д. Амфиболитизированный кимберлит в трубке «Сытыканская» // Геология и геофизика.— 1972.— № 7.— С. 130—133.
47. Каминский Ф. В., Галимов Э. М., Генишафт Ю. С. и др. Борт с гранатами из трубки «Мир» (Якутия) // Докл. АН СССР.— 1981.— 256, № 3.— С. 674—677.
48. Квасница В. Н. Мелкие алмазы.— Киев: Наук. думка, 1985.— 215 с.
49. Квасница В. Н., Вуйко В. И., Цымбал Ю. С. и др. Кристалломорфология и парагенезис ограненных гранатов из кимберлитов // Минерал. журн.— 1986.— 8, № 1.— С. 30—44.
50. Ким Ю. И. Минеральные преобразования хромшпинелидов в коре выветривания габбро Кемпирсайского массива // Вопр. геологии бокситов и кор выветривания.— 1976.— Вып. 4.— С. 72—76.
51. Ковальский В. В., Сафронов А. Ф., Никишов К. Н. Вертикальная минералогическая зональность кимберлитового магматизма // Докл. АН СССР.— 1985.— 285, № 6.— С. 1439—1442.
52. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Фосфор в процессах плавления мантии // Там же.— 1983.— 264, № 5.— С. 1192—1194.
53. Коптиль В. И., Лазько Е. Е., Серенко В. П. Алмазоносные эклогиты из кимберлитовой трубки «Сытыканская» — первая находка в СССР // Там же.— 1975.— 225, № 4.— С. 924—927.
54. Королев Д. Ф., Горбунов Л. В. Влияние кинетических особенностей роста на форму кристалла алмаза и граната // Кинетика и динамика геохимических процессов.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 64.
55. Костов И. Морфология и генезис минералов // Региональная и генетическая минералогия.— Киев: Наук. думка, 1978.— Вып. 2.— С. 3—15.
56. Краснобаев А. А. Минералогическо-геохимические особенности цирконов кимберлитов и вопросы их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1979.— № 8.— С. 85—96.
57. Кропотова О. И., Федоренко Б. В. Изотопный состав углерода алмаза и графита из эклогита // Геохимия.— 1970.— № 10.— С. 1279.
58. Крюков А. В. Инклюзии пиропового перидотита как индикаторы связи кимберлитов со щелочными базальтоидами // Кора и верхняя мантия Земли.— М.: Наука, 1968.— С. 141—145.
59. Лазаренко Е. К. Опыт генетической классификации минералов.— Киев: Наук. думка, 1979.— 312 с.
60. Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород.— М.: Недра, 1979.— 192 с.
61. Малиновский И. Ю., Дорошев А. М., Годовиков А. А. Устойчивость гранатов серпн пироп — грюсулар — кноррингит — уваровит при $T = 1200^\circ\text{C}$ и $P = 30$ кбар // Тез. 9 Всесоюз. совещ. по эксперимент. минералогии (Иркутск, окт. 1973 г.).— Иркутск: СО АН СССР, 1973.— С. 18—20.
62. Маракушев А. А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1985.— С. 5—53.
63. Метелкина М. Г., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францесон Е. В. Докембрийские алмазоносные формации мира.— М.: Недра, 1976.— 133 с.
64. Минералы: Справ.— М.: Наука, 1972.— Вып. 1.— 883 с.— 1983.— Вып. 3.— 398 с.
65. Михеенко В. И., Владимиров Б. М., Ненашев Н. И., Сельдищева Е. Б. Валун алмазного эклогита из кимберлитовой трубки «Мир» // Докл. АН СССР.— 1970.— 190, № 6.— С. 1440—1443.
66. Натанов Л. М., Гоина Н. И., Сибирцев Ю. М. и др. Новый промежуточный коллектор минералов-спутников алмаза на Сибирской платформе // Кимберлитовый

- и базитовый магматизм района Оленекского поднятия.— Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1980.— С. 67—73.
67. Некрасова Р. А., Гамякина В. В. Состав редких земель в минералах кимберлитов // Докл. АН СССР.— 1968.— 182, № 2.— С. 449—452.
 68. Орлов Ю. Л. Полигенез и типоморфизм алмаза в кимберлитовых месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1977.— № 11.— С. 64—73.
 69. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза.— М. : Наука, 1984.— 264 с.
 70. Орлов Ю. Л., Соболев Н. В. Включения пирропа и субкальциевого омфакита в поликристаллическом агрегате алмаза // Докл. АН СССР.— 1980.— 250, № 4.— С. 938—941.
 71. Павлов Д. И., Илупин И. П., Горбачева С. А. Захороненные рассолы Сибирской платформы как возможный фактор преобразования первичного состава кимберлитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 3.— С. 44—53.
 72. Патушинская И. Л., Шалаев И. К. Особенности морфологии алмаза в зависимости от крупности кристаллов на примере одного из коренных месторождений алмазов // Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири.— Иркутск : Наука, 1972.— С. 98—104.
 73. Пономаренко А. И. Аלקремиты — новая разновидность глиноземистых гипербазитов (ксенолиты из кимберлитовой трубки «Удачная») // Докл. АН СССР.— 1975.— 225, № 4.— С. 928—931.
 74. Пономаренко А. И. Первая находка гранат-ильменитового перидотита с алмазами из кимберлитовой трубки «Мир» // Там же.— 1977.— 235, № 4.— С. 914—917.
 75. Пономаренко А. И. Включения силикатов, окислов и сульфидов в цирконе из кимберлитов трубки «Мир» (Якутия) // Там же.— 1979.— 249, № 6.— С. 1442—1446.
 76. Пономаренко А. И., Серенко В. П., Лазько Е. Е. Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке «Удачная» // Там же.— 1973.— 209, № 1.— С. 188—189.
 77. Пономаренко А. И., Соболев Н. В., Похиленко Н. П. и др. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия) // Там же.— 1976.— 226, № 4.— С. 927—930.
 78. Пономаренко А. И., Спеццус З. В. Алмазоносные эклогиты из кимберлитовой трубки «Сытыканская» // Геология и геофизика.— 1976.— № 6.— С. 103—106.
 79. Пономаренко А. И., Спеццус З. В., Соболев Н. В. Новый тип алмазоносных пород — гранатные пироксениты // Докл. АН СССР.— 1980.— 251, № 2.— С. 438—441.
 80. Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Ефимова Э. С. Ксенолит катаклазированного алмазоносного дистенового эклогита из трубки «Удачная» (Якутия) // Там же.— 1982.— 266, № 1.— С. 212—216.
 81. Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Соболев В. С., Лаврентьев Ю. П. Ксенолиты алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия) // Там же.— 1976.— 231, № 2.— С. 438—441.
 82. Прокопчук Б. И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков.— М. : Недра, 1979.— 248 с.
 83. Прокопчук Б. И., Ареунов К. П., Борис Е. И., Захарова В. Р. Дифференциация алмазов в россыпях // Сов. геология.— 1985.— № 3.— С. 43—45.
 84. Прокопчук Б. И., Варламов В. А., Сочнева Э. Г. Находки пирропа — минерала кимберлитов в каменноугольных отложениях Кютюнгдинского прогиба // Геология рудных месторождений.— 1979.— 21, № 6.— С. 76—79.
 85. Ровша В. С., Илупин И. П. Хромшпинелиды в кимберлитах Якутии // Геология и геофизика.— 1970.— № 2.— С. 47—56.
 86. Rogovoy В. В., Фокин А. С., Афанасьев В. П., Серов В. П. Новые данные о характере метасоматических воздействий траппов на кимберлитовые породы в Далдыно-Алакитском районе // Тез. докл. VI респ. конф. молод. ученых и специалистов (Якутск, 1984 г.).— Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1986.— С. 30—31.
 87. Родионов А. С., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Сравнительная характеристика главных минералов концентрата двух разновидностей кимберлита трубки Дальняя // Геология и геофизика.— 1984.— № 5.— С. 38—50.

68. Руденко А. П., Кулакова И. И., Штурман В. Л. Окисление природного алмаза // Новые данные о минералах СССР.— 1979.— Вып. 28.— С. 105—125.
69. Сарсадских Н. Н., Попугаева Л. А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка и охрана недр.— 1955.— № 6.— С. 11—20.
90. Сафронов А. Ф. Особенности состава гранатов и хромшпинелидов из ксенолитов ультраосновных пород в одной из кимберлитовых трубок Якутии // Минералогические особенности магматических образований Якутской АССР.— Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1979.— С. 15—23.
91. Сафронов А. Ф., Николаев Н. С. Статистическое сравнение гранатов из кимберлитовых пород и глубинных ксенолитов // Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базальтовой магматических систем.— Якутск : ЯФ АН СССР, 1985.— С. 38—50.
92. Смирнов Г. И. Протомагматическая стадия минералообразования в кимберлитах // Геология и геофизика.— 1970.— № 12.— С. 14—21.
93. Смирнов Г. И., Клюев Ю. А., Каминский Ф. В. Некоторые особенности кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки «Премьер» (Южная Африка) // Минерал. журн.— 1986.— 8, № 4.— С. 69—74.
94. Соболев В. К. О природных формах растворения граната // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1978.— Ч. 107, вып. 3.— С. 365—369.
95. Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки.— М. : Госгеолтехиздат, 1951.— 126 с.
96. Соболев В. С. К вопросу об образовании лейцитовых пород // Проблемы минералогии и петрографии.— Л. : Наука, 1972.— С. 36—43.
97. Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика.— 1972.— № 12.— С. 37—42.
98. Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В. и др. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал» (Якутия) // Докл. АН СССР.— 1972.— 207, № 1.— С. 164—167.
99. Соболев В. С., Харьков А. Д., Соболев Н. В. и др. Зональный гранат из кимберлитов трубки «Мир» // Там же.— 1972.— 207, № 2.— С. 421—424.
100. Соболев Е. В. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск : Наука, 1978.— С. 245—255.
101. Соболев Е. В., Биленко Ю. М. О типе Ia и IIa среди микрокристаллов, эклогитовых образцов и по зонам роста природных алмазов // XI съезд Междунар. минерал. ассоц. (Новосибирск, сент. 1978).— Новосибирск : Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1978.— Т. 2.— С. 41—42.
102. Соболев Е. В., Ленская С. К., Лисойван В. И. Некоторые физические свойства алмазов из якутского эклогита // Докл. АН СССР.— 1966.— 168, № 5.— С. 1151—1153.
103. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазоносности // Геология и геофизика.— 1971.— № 3.— С. 70—80.
104. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— Новосибирск : Наука, 1974.— 264 с.
105. Соболев Н. В. О значении пикроильменита для локализации кимберлитовых полей // Геология и геофизика.— 1980.— № 10.— С. 149—151.
106. Соболев Н. В. Парагенезисы алмаза и проблема глубинного минералообразования // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1983.— Ч. 112, вып. 4.— С. 389—397.
107. Соболев Н. В., Белик Ю. П., Похиленко Н. П. и др. Хромсодержащие пиропы в каменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба // Геология и геофизика.— 1981.— № 2.— С. 153—157.
108. Соболев Н. В., Ефимова Э. С., Коптиль В. И. и др. Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса коэсита // Докл. СССР.— 1976.— 230, № 6.— С. 1442—1444.
109. Соболев Н. В., Ефимова Э. С., Усова Л. В. Эклогитовый парагенезис алмазов кимберлитовой трубки «Мир» // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск : Наука, 1983.— С. 4—16.
110. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Ефимова Э. С. Ксенолиты алмазоносных

- перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика.— 1984.— № 12.— С. 63—80.
111. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Там же.— 1975.— № 1.— С. 7—24.
 112. Соболев Н. В., Харьков А. Д., Вишневский А. А. и др. Кристаллы граната с включениями алмаза из кимберлитов (трубка им. XXIII съезда КПСС, Якутия) // Минерал. журн.— 1986.— 8, № 2.— С. 23—31.
 113. Соболев Н. В., Харьков А. Д., Похиленко Н. П. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии // Геология и геофизика.— 1986.— № 7.— С. 18—27.
 114. Соболева С. В., Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Особенности флогопита мантийного происхождения // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1979.— Ч. 108, вып. 6.— С. 678—685.
 115. Стешин В. А., Мацюк С. С., Зинчук Н. Н., Харьков А. Д. Особенности люминесценции кварца из кимберлитовой трубки «Удачная» (Западная Якутия) // Минерал. сб. Львов. ун-та.— 1986.— № 40 вып. 2.— С. 66—71.
 116. Урумова Г. А., Урумов Ю. Д. Морфогенетические особенности пиропов юга Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири.— Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1974.— С. 154—156.
 117. Уханов А. В., Власов Е. В., Девириц А. А., Устинов В. И. ИК-спектры и изотопный состав водорода и кислорода слюд кимберлитов Якутии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1987.— Ч. 116, вып. 3.— С. 334—341.
 118. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых // Избр. тр.: В 7 т.— М.: Изд-во АН СССР, 1953.— Т. 2.— С. 443—747.
 119. Филиппов Н. Д., Захаров С. М. Некоторые особенности состава и морфологии хромшпинелидов из кимберлитовой трубки «Мир» // Геология и геофизика.— 1973.— № 5.— С. 112—117.
 120. Францесон Е. В. Приконтактные изменения вмещающих пород, связанные с кимберлитовой жилой Эгизнтэй // Науч. сообщ. Яф СО АН СССР.— 1960.— Вып. 4.— С. 86—92.
 121. Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района // Геология и геофизика.— 1967.— № 4.— С. 124—128.
 122. Харьков А. Д. Кимберлитовые жилы, сопряженные с трубками, как самостоятельная фаза кимберлитового магматизма // Докл. АН СССР.— 1975.— 224, № 1.— С. 190—193.
 123. Харьков А. Д. Минералого-геохимические особенности включений мантийных пород в кимберлитах Якутии и их связь с алмазоносностью // Геохимия.— 1976.— № 7.— С. 983—996.
 124. Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений.— М.: Недра, 1978.— 136 с.
 125. Харьков А. Д., Афанасьев В. П. Гранаты кимберлитовой трубки Малоботубинского района и их генетические особенности // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 1.— С. 98—108.
 126. Харьков А. Д., Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н. Опыт минералогического картирования алмазоносных территорий — основной метод поисков алмазных месторождений // Минералогическая кристаллография и ее применение в практике геологоразведочных работ.— Киев: Наук. думка, 1986.— С. 30—37.
 127. Харьков А. Д., Афанасьев В. П., Квасница В. Н. и др. Признаки каталитического окисления при высокотемпературном воздействии кимберлитового расплава на алмазы // Докл. АН СССР.— 1980.— 250, № 4.— С. 949—955.
 128. Харьков А. Д., Василенко В. Б. Люминесценция циркона и его генетические связи с кимберлитами // Геология и геофизика.— 1978.— № 6.— С. 50—56.
 129. Харьков А. Д., Волотовский А. Г. О природе скульптур на зернах пироба из осадочных пород // Минерал. сб. Львов. ун-та.— 1968.— № 22, вып. 4.— С. 399—402.
 130. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Ремизов В. И. Особенности вторичного минералообразования в кимберлитовых породах Гвинеи // Геология и геофизика.— 1984.— № 11.— С. 64—72.

131. Харькив А. Д., Мацюк С. С., Сафронов А. Ф., Махотко В. Ф. Минералы ксенолитов глубинных пород из кимберлитовых трубки «Интернациональная» // Минерал. журн.— 1987.— 9, № 4.— С. 62—71.
132. Харькив А. Д., Серенко В. П., Зинчук Н. Н., Потапов Е. Е. Ксенолиты глубинных пород трубки «Мир» // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 1.— С. 29—37.
133. Харькив А. Д., Соболев Н. В., Чумирин К. Г. Включения хромдиопсида в цирконе из кимберлитовых пород Мало-Ботуобинского района // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1972.— Ч. 101, вып. 6.— С. 431—433.
134. Харькив А. Д., Шукин В. Н., Борис Е. И., Иванич И. Н. К вопросу об алмазоносности кимберлитовых пород жильной фации (на примере кимберлитовой жилы А-21 Мало-Ботуобинского района, Якутия) // Докл. АН СССР.— 1973.— 209, № 6.— С. 1425—1428.
135. Хохряков А. Ф., Пальянов Ю. Н. О роли воды в формировании округлых кристаллов природного алмаза // 2-ое Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. (Москва сен.— окт. 1986 г.). — М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986.— С. 67—69.
136. Цепин А. И. Распределение хрома в ильмените из кимберлитов Якутии // Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений.— Л.: НИИГА, 1974.— С. 30—31.
137. Чухров Ф. В. Некоторые вопросы типоморфизма минералов // Типоморфизм минералов и его практическое значение.— М.: Недра, 1972.— С. 6—15.
138. Шапишина Э. А. Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы.— Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986.— 110 с.
139. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов: кривогранные, скелетные и зернистые формы.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.— 332 с.
140. Шукин В. Н., Крятов Б. М., Волоотовский А. Г. К вопросу о взаимоотношении кимберлитов и траппов // Тр. ЯФ СО АН СССР.— 1961.— № 6.— С. 45—48.
141. Яковлева М. Е., Кононкова Н. Н., Солодкина Г. А., Соколова Е. Л. Хромовый амфибол из коллекции Минералогического музея им. Ферсмана АН СССР// Новые данные о минералах.— 1987.— Вып. 33.— С. 154—158.
142. Allsopp H. L., Burger A. I., Van Zyl C. A minimum age for the Premier kimberlite pipe yielded by biotite Rb—Sr measurements with related galena isotopic data // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1967.— 3, N 2.— P. 161—166.
143. Aoki K. Phlogopites and potassic richterites from mica nodules in South African kimberlites // Contribs Mineral. and Petrol.— 1974.— 48, N 1.— P. 1—7.
144. Aoki K., Fujino K., Akaogi M. Titanochondrodite and titanoclinohumite derived from the upper mantle in the Buell Park kimberlite, Arizona, U. S. A. // Ibid.— 1976.— 56, N 3.— P. 243—253.
145. Arima M., Edgar A. D. Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin // Ibid.— 1981.— 77, N 3.— P. 288—295.
146. Bardet M. G. Gisement de diamantes d'Afrigul.— Paris, 1974.— 368 p.— (Geologie du diamant. Memoiresdu B. R. G. M.; Vol. 2, N 83).
147. Bauer J. Inclusions in garnets of ultrabasic and granulitic rocks in the Northern Tracht of the Bohemian massif // Krystallinikum.— 1966.— N 4.— P. 11—18.
148. Bosch-Figueroa I. M. Caracteristicas morfologicas de los diamantes // J. gemmol.— 1985.— 23, N 67.— P. 14—22.
149. Davis G. L. The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks // 2nd Int. conf. kimberlite (Santa Fe, USA, Oct. 1977).— Santa Fe, 1977.— P. 67—69.
150. Dawson J. B., Powell D. C. Mica in the upper mantle // Contribs Mineral. and Petrol.— 1969.— 22.— P. 233—237.
151. Dawson J. B., Smith J. V. Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlite // Nature.— 1975.— 253.— P. 336—338.
152. Dawson J. B., Smith J. V. Occurrence of diamond in a mica — garnet lherzolite from kimberlite // Ibid.— 254.— P. 580—581.
153. Eppler W. F. Inclusions in diamonds // J. Gemmol.— 1961.— 8, N 1.— P. 1—13.

154. *Giardini A. A., Hurst V. J., Melton C. E., Stormer J. C.* Biotite as a primary inclusion in diamond: its nature and significance // *Amer. Miner.*—1974.—59, N 7/8.—P. 783—789.
155. *Giardini A. A., Melton C. E.* The nature of cloudlike inclusions in two Arkansas diamonds // *Ibid.*—1975.—60, N 9/10.—P. 931—933.
156. *Green D. H., Sobolev N. V.* Co-existing garnets and ilmenites synthesised at high pressure from pyrolyte and olivine basanite and their significance for kimberlite assemblages // *Contribs Mineral. and Petrol.*—1975.—50.—P. 217—229.
157. *Haggerty S. E., Hardie R. B., McMahon B. M.* The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme // *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics.*—Washington: AGU, 1979.—P. 249—256.
158. *Hall A. E., Smith C. B.* Lamproite diamonds are they different // *Kimberlite occurrence and origin.*—1984.—N 4.—P. 167—212.
159. *Harris J. W.* The recognition of diamond inclusions. I. Supergene inclusions // *Ind. Diamond Rev.*—1968.—28.—P. 410—420.
160. *Harris J. W., Collins A. T.* Studies of Argull diamond // *Ibid.*—1985.—45.—P. 128—130.
161. *Harris J. W., Hawthorne J. B., Oosterveld M. M.* Regional and local variations in the characteristics of diamonds from some southern African kimberlites // *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry.*—Washington: AGU, 1979.—P. 27—41.
162. *Harris J. W., Hawthorne J. B., Oosterveld M. M.* A comparison of diamond characteristics from the de Beers pool mines, Kimberley South Africa // *Ann. sci. Univ. Clermont. Geol., miner.*—1983.—N 33.—P. 1—13.
163. *Hunter R. H., Taylor L. A.* Instability of garnet from the mantle: class as evidence of metasomatic melting // *Geology.*—1982.—10.—P. 617—620.
164. *Jagues A. L., Lewis I. D., Smith C. B. et al.* The diamond — bearing ultrapotassic (lamproite) rocks of the West Kimberley region, Western Australia // *Kimberlites.*—Amsterdam, 1984.—Vol. 1.—P. 225—254.
165. *Kresten P.* Kimberlite Zircon // *Int. Conf. Kimberlite* (Cape Town, Sept.—Oct., 1973).—Cape Town, 1973.—P. 191—194.
166. *Kresten P., Fels P., Berggren G.* Kimberlitic zircons — a possible aid in prospecting for kimberlites // *Miner. deposits.*—1975.—10, N 1.—P. 47—56.
167. *McCallum M. E., Eggler D. H.* Diamonds in an upper mantle peridotite nodule from kimberlite in Southern Wyoming // *Science.*—1976.—192, N 4236.—P. 253—256.
168. *McGetchin T. R., Silver L. T.* Compositional relations in minerals from kimberlite and related rocks in the Moses Rock dykes, San Juan County, Utah // *Amer. Miner.*—1970.—55, N 9.—P. 1738—1771.
169. *Melton C. E., Giardini A. A.* The nature and significance of occluded fluids in three Indian diamonds // *Ibid.*—1981.—66, N 7/8.—P. 746—750.
170. *Meyer H. O. A., Suess D. P.* Mineral inclusions in Brazilian diamonds // *Int. confer. kimberlite* (Cape Town, Sept.—Oct. 1973).—Cape Town, 1973.—P. 225—228.
171. *Mockel J. R.* Structural petrology of the garnet peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland) // *Leidse geol. meded.*—1969.—42.—P. 61—130.
172. *Prinz M., Manson D. V., Hlava P. F., Keil K.* Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages // *Phys. and Chem. Earth.*—1975.—9.—P. 797—816.
173. *Rimseide I.* Partly fused phlogopite from eclogite nodules and its relation to diamond bearing kimberlites and related rocks // *Pap. Geol. Surv. Can.*—1971.—N 1.—P. 80—82.
174. *Robinson D. N., Gurney I. J., Shee S. R.* Diamond eclogite and graphite eclogite xenolith from Orapa Botswana // *Kimberlites: Proc. 3-rd Int. conf.* (Clermont — Ferrand, 1982).—Amsterdam etc., 1984.—Vol. 2.—P. 11—24.
175. *Smith J. V., Brennessoltz R., Dawson J. B.* Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths. I. Micaceous kimberlites // *Geochim. et cosmochim. acta.*—1978.—42, N 7.—P. 959—971.

176. *Shee S. R., Gurney I. I., Robinson D. W.* Two diamond — bearing peridotite xenolites from the Finsch kimberlite, South. Africa // *Contribs Miner. and Petrol.*— 1982.— 81, N 2.— P. 79—87.
177. *Tetsuo Iritune, Eiji Ohtani, Mineo Kumazawa.* Stability field of khorringite $Mg_2Cr_3Si_3O_{12}$ at high pressure and its implication to the occurrence of Cr — rich pirope in the upper mantle // *Phys. Earth and planet. Inter.*— 1982.— 27.— P. 263—272.
178. *Wass B. S., Henderson P., Elliott G. I.* Chemical heterogeneity and metasomatism and the upper mantle : evidence from rare earth and other elements in apatite — rich xenoliths in basaltic rocks from eastern Australia // *Phil. Trans. Roy Soc. Lond. A.*— 1980.— 297.— P. 333—346.
179. *Williams A. F.* The genesis of the diamond.— London, 1932.— 636 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| Глава I. Общие сведения о Якутской кимберлитовой провинции | 6 |
| Глава II. Общие вопросы типоморфизма минералов из кимберлитов | 16 |
| Глава III. Типоморфные признаки минералов из кимберлитов | 23 |
| Алмаз | 23 |
| Гранат | 37 |
| Ильменит | 64 |
| Хромшпиннелид | 73 |
| Циркон | 90 |
| Апатит | 101 |
| Флогопит | 107 |
| Серпентин | 120 |
| Глава IV. Индикаторные минералы кимберлитов в ореолах | 125 |
| Эволюция особенностей индикаторных минералов в процессе транспортировки | 126 |
| Химическое влияние среды на алмаз и его минералы-спутники в древних | |
| шлиховых ореолах | 131 |
| Изменение химического состава пироба в процессе формирования ореолов . . | 138 |
| Глава V. Минералогические предпосылки типизации коренных источников и | |
| шлиховых ореолов | 141 |
| Региональные закономерности распределения минеральных ассоциаций ким- | |
| берлитов в ореолах | 141 |
| Основные принципы типизации шлиховых ореолов | 154 |
| Типизация кимберлитовых тел по геологическим условиям локализации и ве- | |
| ществственным признакам | 156 |
| Заключение | 170 |
| Список литературы | 174 |

Научное издание

Харькив Алексей Демьянович,
Квасница Виктор Николаевич
Сафронов Алексей Федотович,
Зинчук Николай Николаевич

ТИПОМОРФИЗМ

АЛМАЗА

И ЕГО

МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ

ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Оформление художника *В. Т. Васьонова*
Художественный редактор *И. П. Антонюк*
Технический редактор *А. А. Нагорная*
Корректоры *Л. Я. Постолова,*
Е. А. Михалец, И. В. Точаненко

ИБ 9796

Сдано в набор 29.07.88. Подп. в печ. 16.02.89. БФ 01531. Формат 60×90/16. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 11,5. Усл. кр.-отт. 11,5. Уч.-изд. л. 12,88. Тираж 1000 экз. Заказ № 8—2269. Цена 2 р. 90 к.

Издательство «Наукова думка». 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкинг». 252057, Киев, ул. Довженко, 3 в Нестеровской городской типографии 292310, Нестеров, ул. Горького, 8, Зак. 1734.