

Дж. Доусон

**КИМБЕРЛИТЫ
И КСЕНОЛИТЫ
В НИХ**

J. Barry Dawson

Kindred
and
Zentgraf



J. Barry Dawson

**Kimberlites
and Their
Xenoliths**

Springer-Verlag
Berlin Heidelberg New York
1980

Дж. Доусон

КИМБЕРЛИТЫ И КСЕНОЛИТЫ В НИХ

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук Ф. В. КАМИНСКОГО

под редакцией

акад. В. С. СОБОЛЕВА

4260

Москва
«Мир»
1983



ББК 26.325.2

Д71

УДК 552.323.6 : 549.

Доусон Дж.

Кимберлиты и ксенолиты в них: Пер. с англ.— М.: Мир, 1983.— 300 с., ил.

В книге профессора Шеффилдского университета (Великобритания) Дж. Б. Доусона обобщены обширные материалы исследований кимберлитов, являющихся основным источником алмазов, показаны особенности геологического положения этих пород во всех кимберлитовых провинциях мира, их петрографические и минералогические особенности. Особое внимание уделено мантийным породам, которые образуют включения в кимберлитах и изучение которых представляет большой интерес для развития петрологии и геохимии.

Для геологов широкого профиля, петрологов, минералогов, преподавателей, аспирантов и студентов геологических специальностей.

Редакция литературы по геологии

© by Springer-Verlag Berlin—Heidelberg 1980.
All Rights Reserved. Authorized translation
from English language edition published by
Springer-Verlag Berlin—Heidelberg—New
York.

Д $\frac{1904020000-169}{041(01)-83}$ 115—83, ч. 1

© Перевод на русский язык, «Мир», 1983

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Автор предлагаемой вниманию читателя книги профессор Шеффилдского университета Джон Барри Доусон известен петрологам прежде всего, как свидетель одного из наиболее интересных геологических явлений, отмеченных во второй половине XX века: он первый увидел и описал извержения карбонатитовых лав из вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи в Танзании. Им опубликованы и другие работы по карбонатитам, и, возможно, что именно это наложило некоторый отпечаток на отдельные представления автора о таких интересных и оригинальных породах, какими являются кимберлиты.

Изучение кимберлитов — основная тема исследований автора уже в течение многих лет. Его докторская диссертация, опубликованная в сокращенном переводе в СССР в 1963 г., была посвящена геологии и петрографии кимберлитов Базутоленда (ныне королевство Лесото) и не потеряла научного значения до сих пор. В дальнейшем Дж. Б. Доусон с группой сотрудников и геологов компании «Де-Бирс» в течение более двух десятков лет продолжал работы в Южной и Восточной Африке. Результатом этих исследований были публикации многочисленных статей, посвященных геологии и закономерностям размещения кимберлитов, их петрографии, минералогии и геохимии, характеристике глубинных включений в кимберлитах, т. е. вопросам, которые охватывают практически все аспекты проблемы кимберлитов. Наиболее интересные работы Дж. Б. Доусона посвящены кимберлитовым силам района Бенфонтейн (совместно с Дж. Б. Хоторном), в которых рассмотрены проблемы дифференциации и гравитационного фракционирования кимберлитовой магмы, а также выделению (совместно с Дж. В. Смитом) «маридов» (нового типа ультраосновных ксенолитов в кимберлитах) — пород, состоящих из слюды, амфибола, рутила, ильменита и диопсида. В последние годы, используя методы кластерного анализа, автор совместно с В. Е. Стефенсом разработал новые схемы классификации гранатов и пироксенов, которые предложены на обсуждение читателям в данной книге. Перу Дж. Б. Доусона принадлежит также обзор по кимберлитам, помещенный в известной монографии «Ультраосновные и родственные им породы», изданной под редакцией П. Дж. Уилли в 1967 г. и хорошо отражающей состояние науки в то время.

Предлагаемая книга может быть оценена как монография, в которой изложен совершенно новый материал автора по кимберлитам (особенно по трубке Робертс-Виктор в Южной Африке), и как обобщающий труд, характеризующий кимберлитовую проблему в целом. Несомненно, что в настоящее время она является наиболее полной работой по этой проблеме.

Конечно, те разделы, где автор излагает материал собственных исследований, и разделы, написанные по литературным данным, различаются своей полнотой. Однако прекрасное знание кимберлитов, детально исследованных им в Африке, а в других регионах, известных ему не только по литературным данным, но также по отдельным экскурсиям, наблюдениям и образцам, позволяет автору делать очень интересные общие выводы и намечать перспективы дальнейших исследований. Особенно важным для выяснения еще не решенных проблем, на которых заостряется внимание читателя, Дж. Б. Доусон считает изотопное изучение как самих алмазов, так и минералов-спутников.

Естественно, что советские читатели, особенно те, которые непосредственно занимаются изучением кимберлитов, имеют более полное представление

о кимберлитах Советского Союза, чем это дано в предлагаемой книге. Однако, несмотря на языковой барьер, автор очень хорошо знает литературу на русском языке, высказывает много интересных мыслей, с которыми будет полезно ознакомиться и нашему читателю. Конечно, при характеристике кимберлитов СССР было неизбежным допущение некоторых неточностей, но скорее надо удивляться тому, что их совсем немного. Из таких неточностей я позволю себе указать на следующее: автор неправ, когда говорит о том, что первая кимберлитовая трубка в Сибири была открыта не в 1954 г., а в 1940 г. [43], так как хотя описанная в цитируемой работе порода действительно названа кимберлитом, она никак не соответствует этому термину в определении самого Доусона. Не совсем понятно также, откуда автором взяты данные о находках отдельных алмазов в золотоносных россыпях левых притоков р. Лены еще до начала систематических поисков алмазов на Сибирской платформе. Однако гораздо большее значение, на наш взгляд, имеет та исключительно высокая оценка, которую автор отводит роли советских исследователей в изучении всей кимберлитовой проблемы.

Если уже после сдачи рукописи в набор автор был вынужден сделать некоторые новые добавления в корректурах, то очевидно, что со времени опубликования книги в 1980 г. появилось еще много новых работ и данных. Так, в северо-западной Австралии найдены крупные месторождения алмазов (как в россыпях, так и в кимберлитовых трубках). В трубке Удачная диагностирован мелилит, прежние находки которого в кимберлитах Доусон считал недоказанными. На главном пути, намеченном Доусоном, получены очень интересные данные по изотопии углерода в алмазах, а именно показано, что значительный разброс изотопного состава углерода в сторону увеличения содержания легкого изотопа ^{12}C , а иногда и в сторону тяжелого ^{13}C характерен только для алмазов эклогитового парагенезиса (Н. В. Соболев, Э. М. Галимов и др.). Несомненно, что Доусон как в своих новых работах, так и в следующем издании книги (которое, очевидно, скоро потребуется) обсудит эти, и другие новые данные и высказанные в связи с ними теоретические концепции, которые, однако, нисколько не нарушают основных положений настоящего капитального труда и только подтверждают правильность намеченных Доусоном путей исследований. Я пишу об этом здесь не для того, чтобы дать дополнения (их могло бы быть гораздо больше), а для того, чтобы обратить внимание читателей на то, что при современных бурных и все ускоряющихся темпах развития науки нельзя ограничиваться использованием любой, даже самой лучшей, самой новой сводки, а необходимо постоянно и бдительно следить за новой информацией, что становится все более и более трудным. Особенно, конечно, это относится к проблеме кимберлитов, где задача поисков этих пород в качестве месторождений алмазов тесно переплетается со всем комплексом теоретических вопросов, связанных с изучением кимберлитов, которые, по образному выражению Н. В. Соболева, действительно являются «окнами, через которые мы можем наблюдать существующие в мантии условия».

Нет сомнения, что книга Дж. Б. Доусона будет воспринята с большим интересом нашими читателями, а обсуждение интересных мыслей, высказанных автором, послужит дальнейшему развитию науки.

В. Соболев

ПРЕДИСЛОВИЕ

В наши дни «информационного взрыва» и высокой стоимости издательских работ, для того, чтобы опубликовать книгу, автор должен убедить читателей, что ее стоит прочитать. Интенсивные исследования верхней мантии за последние два десятилетия уже отражены в ряде публикаций по кимберлитам и содержащимся в них ксенолитам. В таком случае, зачем нужна еще одна? Во-первых, в этой книге я сконцентрировал внимание на кимберлите как на индивидуальном типе пород и как на представителе верхней мантии в надежде дополнить такие монографии, как «Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии» Н. В. Соболева и «Геология алмаза» М. Г. Барде, которые освещали преимущественно специфические аспекты кимберлитов и геологии верхней мантии. В связи с этим я не привожу описания методов поисков и разработки месторождений алмаза; в то же время я попытался дать некоторые из современных представлений о петрологии ксенолитов в рамках того сравнительно ограниченного объема, который не позволил мне изложить всю сложность этого вопроса так глубоко, как это сделал Н. В. Соболев. Во-вторых, литература по освещаемой проблеме огромна, и я пытался в интересах читателя свести воедино все разнообразие взглядов и информации, представленных в современной литературе, и в частности в сборниках трудов двух международных конференций по кимберлитам, состоявшихся в Кейптауне, ЮАР, в 1973 г. и в Санта-Фе, США, в 1977 г. Чтобы сократить огромное количество цитируемой литературы, я привлек по возможности последние обзорные работы, например работу Мейера по американским кимберлитам. В связи с этим некоторые заслуживающие внимания авторы могут не найти своих фамилий в списке литературы; я верю, что они извинят меня и поймут, что это сделано в интересах экономии места.

Эта книга является отражением моего собственного опыта, а также усилий многих других людей, из числа которых я хотел бы специально отметить двух своих коллег и друзей — У. К. Кеннеди и Ч. Ф. Девидсона, которые много сделали для того, чтобы стимулировать мой интерес к кимберлитам. Я благодарю также следующих лиц за присылку отисков статей, ценные дискуссии и аналитическую помощь: Дж. Р. Болдуина, Ф. Р. Бойда,

Д. А. Карсуэлла, Т. Н. Клиффорда, П. Дейнса, Ч. Х. Эмелеуса, Дж. Дж. Герни, С. Е. Хаггерти, Дж. У. Харриса, Б. Харта, Дж. Б. Хоторна, П. Крестена, М. Е. Мак-Каллума, Р. Х. Митчелла, А. Никола, Д. Дж. Пауэлла, М. А. Рейда, Дж. В. Смита, Н. В. Соболева, В. Е. Стефенса и П. Дж. Уилли.

В особенности я хотел бы поблагодарить Джона Герни и Джо Смита, с исследовательскими группами которых в университетах Кейптауна и Чикаго я долгое время плодотворно сотрудничал. Многие из моих полевых работ в Южной Африке были проведены с помощью и участием геологов компании «Де-Бирс», в частности с Л. Г. Мерреем, Ч. Д. Хэллемом и Дж. Б. Хоторном.

За финансовую помощь в моих исследованиях я приношу благодарность Совету по исследованию природы и окружающей среды, Королевскому обществу, Фонду Карнеги для университетов Шотландии и Экспедиционному фонду университета Св. Эндрюса. Кроме того, мне доставила много удовольствия энергичная и безграничная помощь технического персонала геологических факультетов в университетах Св. Эндрюса и Шеффилда, в особенности я признателен С. Фелл и М. Таунсенд, которые перепечатали рукопись с помощью С. Форстер, П. Меллор и Б. Вилсон, а также Дж. Аллен и М. Купер за фотографические и чертежные работы.

В заключение я отдаю должное моей жене, Кристине, чей постоянный оптимизм позволил сохранить мне самообладание во время написания данной работы.

Дж. Барри Доусон

Шеффилд, сентябрь 1980 г.

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлит — весьма редкая и незначительная по объему проявлений порода. Что же тогда является причиной ее изучения? Во-первых, кимберлит и некоторые редкие включения в нем являются главным первичным источником стратегически важного минерала — алмаза и изучение кимберлитов может в конце концов пролить свет на условия образования алмазов в природе. Во-вторых, сейчас можно доказать, что ультраосновные и основные включения в кимберлитах образуются в верхней мантии. Кимберлиты выносят на поверхность более полный набор образований верхней мантии, чем любые другие продукты вулканической активности, и представляется весьма маловероятным, что неосуществленный проект «Мохол» мог бы предоставить хоть малую долю той информации о петрологии и минералогии верхней мантии, которая получена в результате изучения ксенолитов в кимберлитах. Кроме того, ксенолиты четырехкомпонентных гранатовых лердолитов привлекли к себе большое внимание со стороны петрологов-экспериментаторов в связи с проблемой образования базальтовых магм. Третьей главной причиной изучения кимберлитов является их химизм. Являясь ультраосновной породой, они содержат высокие концентрации литофильных элементов, а также значительно более высокие концентрации так называемых некогерентных элементов-примесей, чем другие ультраосновные породы. В связи с этим встает вопрос об источнике этих элементов в верхней мантии и о процессах их концентрации в кимберлитах.

Можно сказать, что изучение кимберлитов началось в 1866 г., когда дети фермера, игравшие на берегах реки Оранжевой близ Хоуптауна, Капская провинция, ЮАР, нашли прекрасные белые камешки. Миновав нескольких владельцев, они попали в руки минералога Атерстона в Грэхемстауне, который установил их принадлежность к ювелирным алмазам. Несмотря на то что они были показаны в том же году на Парижской выставке, этой находке не придавали большого значения вплоть до 1867 г., когда еще один великолепный алмаз, названный позже «Звездой Южной Африки», был найден на берегу реки Оранжевой у Зейдфонтейна. Впоследствии старатели постепенно проследили распространение алмазов в аллювиальных отложениях вверх по течению реки Вааль до места, где в 1870 г. были найдены богатые алмазоносные аллювиальные россыпи у Клиндрифта (ныне Беркли-Уэст).

К августу этого же года здесь были обнаружены различные типы пород, и, наконец, Де-Клерк, надсмотрщик на ферме Ягерсфонтейн, на пустынном плато к юго-востоку от россыпных разработок старателей по реке Вааль обнаружил в сухой долине гранаты. Зная, что в аллювиальных россыпях гранаты часто сопутствуют алмазам, он заинтересовался этим обстоятельством и был вознагражден находкой алмаза весом 50 карат. В следующем месяце алмазы были найдены в этом же районе близ Дютойтспана на ферме Дорстфонтейн, а затем на соседней ферме Бултфонтейн. В начале мая 1871 г. алмазы были обнаружены на двух участках близлежащей фермы Фоорутциг, принадлежавшей Жану де Биру. Один из участков, первоначально названный Колсберг-Копье, был особенно богат алмазами, и вскоре вокруг старательских участков вырос большой, процветающий город, названный Кимберли по имени секретаря колоний того времени. Рудники вокруг Кимберли назывались «сухими копиями» в отличие от «речных копей» по реке Вааль. Речные копи были похожи на аллювиальные россыпные месторождения Бразилии и Индии, а месторождения близ Кимберли принадлежали к совершенно новому типу. Алмазы были найдены в приповерхностных осадках, подстилаемых желтоватой глинистой породой, в которой алмазов оказалось не меньше. Этот материал дальше вглубь сменился твердой голубовато-зеленой породой («голубой землей», как называли ее разведчики), которая также оказалась алмазоносной. К концу 1872 г. алмазоносные породы с поверхности были отработаны настолько, что стало видно, что они выполняли правильную округлую депрессию, продолжающуюся вглубь. Вскоре выяснилось, что алмазоносная порода является магматической и выполняет древнее вулканическое жерло; но только в 1887 г. Льюис [350] дал первое петрографическое описание этой породы. Он диагностировал ее как порфиновый слюдистый перидотит, который в некоторых частях рудника содержит так много ксенолитов углистых сланцев, что превращается в вулканическую брекчию. (Он предположил также, что алмаз образуется в результате взаимодействия магматических пород и углерода сланцев.) Но уже в следующей статье Льюис [351] указал на уникальный характер породы и предложил для нее название «кимберлит». Хотя Льюис включил алмаз в качестве неперменного компонента кимберлита, позднее этот термин был распространен также на породы сходного петрографического состава, которые, хотя и не содержат алмазов, встречаются поблизости от алмазоносных кимберлитов. Много позже Доусон [129] предложил не считать алмаз неперменной составной частью кимберлита, т. е. расширил границы термина «кимберлит» вплоть до включения в него многих из так называемых слюдяных перидотитов, которые, если не считать отсутствия в них алмаза, схожи с кимберлитами по тектоническим условиям локализации, формам тел, петрографическому характеру, минералогии и составу ксенолитов.

Впервые обнаруженные в диатремах, в дальнейшем кимберлиты были найдены в дайках и силлах, но ни в одном случае эти тела не имели больших размеров. Поэтому кимберлит следует относить к числу незначительных по объему и очень редких пород.

Вслед за открытием кимберлитов в диатремах и дайках района Кимберли были открыты новые кимберлитовые тела в других частях ЮАР, в Намибии, Зимбабве и (позже) в Заире. Кроме того, было установлено, что слюдяные перидотиты, распространенные в различных частях США, также представляют собой кимберлиты. Следует заметить, что первые в мире кимберлиты были открыты в начале XIX века близ Лудловилля в окрестностях Итаки, шт. Нью-Йорк, США, хотя тогда они не были диагностированы как таковые [583]. В период между 1870 и 1930 гг. было накоплено много данных по геологии и минералогии кимберлитов и ассоциирующихся с ними ксенолитов. Эти данные были отражены в ставших ныне классическими монографиях Вагнера [595] и Вильямса [608]. Затем с конца 1930-ых по конец 1950-ых годов почти не было новых публикаций по геологии кимберлитов. В 1954 г. группа советских геологов в верховьях реки Мархи в Сибири открыла кимберлитовую диатрему (трубку Зарница). Желание найти собственный источник алмазов (чтобы не зависеть от контроля западных стран) в сочетании с геологическим прогнозом академика В. С. Соболева, основанным на сравнении тектоники и геологической истории Сибирского и Южно-Африканского кратонов, стимулировало проведение активных поисково-разведочных работ в восточной части Анабарского щита, с которого реки текут в сторону Лены, где небольшие алмазы ранее находились в аллювиальных золотоносных россыпях¹. На этой площади было выявлено много новых кимберлитовых тел, и первая монография по сибирским кимберлитам, опубликованная в 1957 г. Бобревичем с соавторами, провозгласила новую эру изучения кимберлитов как в Советском Союзе, так и на Западе.

За последние 20 лет старая литература была дополнена изобилием новых данных. Они относились не только к вновь открытым кимберлитовым провинциям. Применение изотопной геохимии, геохронологии, экспериментальных исследований в области высоких давлений и температур прояснило многие проблемы геологии кимберлитов, которые ранее не могли быть решены. Кроме того, зондовый микроанализ и еще более совершенные современные аналитические методы дали нам много детальной информации о химизме и минералогии кимберлитов, родственных им ксенолитов и их минеральных фаз. Главной целью данной книги является обзор этих новейших достижений геологии кимберлитов.

¹ В данном случае автором допущена ошибка. До начала планомерных поисков алмазов на Сибирской платформе никаких сведений об их наличии в дельтах притоков Лены не было.— *Прим. ред.*

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Общая распространенность кимберлитов в мире показана на рис. 1, а их распространение в главных кимберлитовых провинциях с большей детальностью отражено на рис. 2—6. С точки зрения тектонической позиции Доусон [132] установил, что в Африке большая часть кимберлитов приурочена к древним кратонам (или к площадям, в основании которых находятся кратоны) и что лишь относительно немногие из них обнаружены в циркумкратонных складчатых поясах. Этот главный принцип выдерживается также для других кимберлитовых провинций, и в дальнейшем обзоре размещение кимберлитов будет обсуждаться, исходя из этого положения. Кроме того, во многих районах, и в особенности в циркумкратонных складчатых зонах, внедрение кимберлитов представляет собой часть фазы очень ограниченной вулканической активности, проявившейся во внедрении других типов пород; краткий обзор этой синхронной активности помещен ниже.

В прошлом различные типы лампрофировых даек, залегающих в карбонатитовых комплексах, также относились к «кимберлитам» или «кимберлитовым породам». Чтобы отличать эти породы от продуктов истинного кимберлитового магматизма, Доусон [129, 133] предложил для первых специальный термин «кимберлиты комплексов центрального типа». Недавно Митчелл [423], основываясь главным образом на составе шпинели основной массы, показал, что некоторые из этих пород (Альнё, Швеция, Фен, Норвегия, и Иль-Бизард, Канада) не являются кимберлитами; он также предположил, что другие кимберлитовые породы, обнаруженные в составе таких дайковых серий, например в Корал-Рапидз, в Бачелор-Лейк и в долине реки Сагуэней, Канада, представляют собой не кимберлиты, а обогащенные кальцитом лампрофиры. Хотя эти и другие «кимберлитовые» породы включены в настоящий обзор, читатель должен иметь в виду, что последующие детальные минералогические исследования могут показать, что некоторые из них не кимберлиты.

2.1. Африка

В качестве типичного региона распространения кимберлитов можно рассматривать Африку, поскольку на данной материке этот редкий тип пород распространен наиболее широко от районов

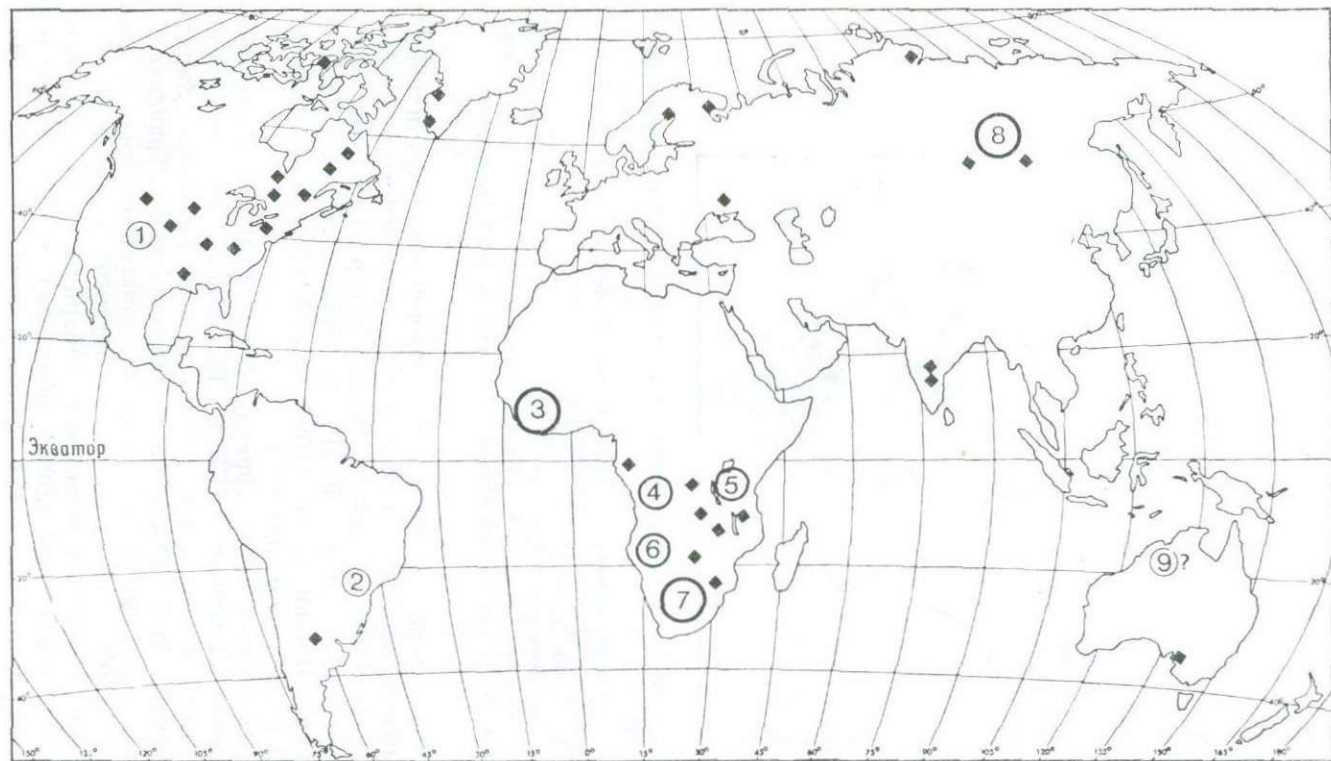


Рис. 1. Распространение на земном шаре кимберлитовых провинций (цифры в кружках) и отдельных проявлений кимберлитов (черные квадраты).

Провинции: 1 — Навахо-Хопи, юго-западная часть США; 2 — Бразильская; 3 — Западно-Африканская; 4 — Ангольская; 5 — Танзанийская; 6 — Намибийская; 7 — Южно-Африканская; 8 — Якутская, СССР; 9 — Северо-Западной Австралии. Провинции 1 и 2 относительно маловажны, а 9 имеет пока не выясненную потенциальную значимость.

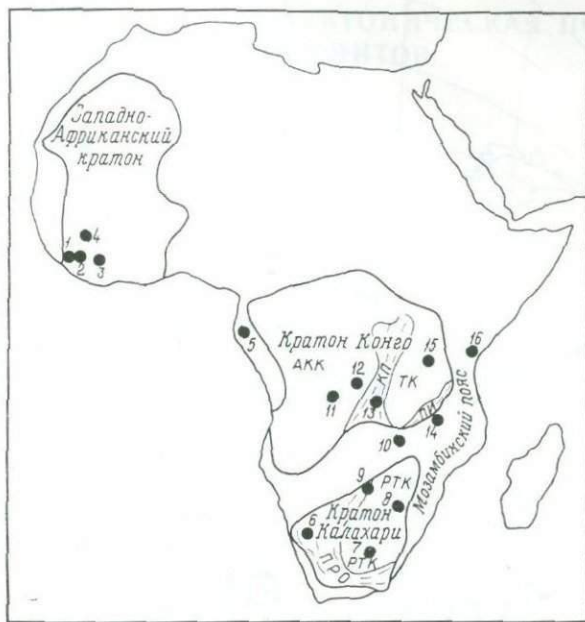


Рис. 2. Карта Африки, на которой показаны главные кратоны и размещение на них кимберлитов.

1 — Либерия; 2 — Сьерра-Леоне; 3 — Берег Слоновой Кости; 4 — Мали; 5 — Габон; 6 — Намибия; 7 — ЮАР; 8 — Свазиленд; 9 — Ботсвана; 10 — Замбия; 11 — Ангола; 12 — Бакванга, Заир; 13 — плато Кунделунгу, Заир; 14 — южная Танзания; 15 — Главная провинция Танзании. Сокращения: АКК — Анголо-Касайский кратон; КП — Кибарский пояс; ТК — Танзанийский кратон; ПИ — пояс Ируми; РТК — Родезийско-Трансваальский кратон; ПРО — пояс реки Оранжевой.

к северу от экватора до почти самой южной оконечности континента. Наиболее важными площадями распространения кимберлитовых тел являются Намибия, Ангола, центральное плато Танзании и внутреннее нагорье ЮАР. В других странах — Габоне, Заире, Кении, Замбии и Зимбабве — кимберлиты наблюдаются в относительно меньшем масштабе.

Тектоническое положение африканских кимберлитов было проанализировано Доусоном [132]. Главными тектоническими единицами этого континента являются древние кратоны — Западно-Африканский, Анголо-Касайский, Танзанийский и Трансвааль-Родезийский, — которые не испытывали процессов орогенеза по крайней мере 1500 млн. лет. После кибарского орогенеза (1100 ± 200 млн. лет) консолидированные кибариды связали Анголо-Касайский и Танзанийский щиты, образовав вместе с поясом Ируми кратон Конго; на юге континента пояс реки Оранжевой (или Наталь-Намаквалендский) сочленился с Трансвааль-Родезийским.

зийским щитом, образовав кратон Калахари. Эти два кратона вместе с Западно-Африканским выступали в качестве стабильных блоков в течение позднедокембрийской — раннепалеозойской Кантагской орогении, когда образовались Дамарский, Мозамбикский и Западно-Конголезский складчатые пояса. Распространение кимберлитов в Африке и их положение по отношению к главным кратонам и складчатым поясам показаны на рис. 2.

После рассмотрения африканских кимберлитов как продуктов континентального вулканизма Хоторн [275] установил, что кимберлитовые тела Танзании, Анголы, Ботсваны и Намакваленда (северо-запад Капской провинции, ЮАР) значительно меньше эродированы, чем тела остальной (более южной части) ЮАР; это может быть интерпретировано либо (а) как результат значительно более молодого возраста неэродированных кимберлитов, либо (б) как свидетельство того, что участки земной коры, в которые внедрили эти кимберлиты, не подвергались столь активному подъему и эрозии.

Радиометрический возраст цирконов из трубок Орапа и Мвадуи (соответственно 93 и 189 млн. лет, см. табл. 2) свидетельствует, что вариант (б) более правдоподобен.

2.1.1. Западная Африка

В Западной Африке кимберлиты приурочены к площади, в основании которой находится кратон Эбурнеан возрастом 2000 млн. лет, хотя большинство алмазонасных кимберлитов расположено близ более древних ядер кратона, имеющих либерийский возраст [316]; одно из этих древних ядер в Либерии сейчас датируется цифрой 2700 млн. лет [605]. Согласно Барде и Вашетт [32], в Западной Африке имеются кимберлиты четырех возрастных групп: 2100—2300, 1150, 700 и 80—100 млн. лет. В пределах Западно-Африканского кратона дайки выполняют трещины трех главных направлений — СВ 55°, СВ 85° и ЮВ 130°, и эти же направления контролируют расположение групп кимберлитовых тел [29].

В Мали кимберлитовые трубки прорывают докембрийские кристаллические сланцы и ордовикские осадочные породы близ Кенеибы. Они распространены на площади, которая была поднята в постордовикское время, и имеют, как предполагается, меловой возраст [79].

В Гвинее дайки и трубки найдены на юго-востоке страны, в треугольнике, в вершинах которого расположены города Керуане, Бейла и Мацента. Несколько трубок расположены близ аллювиальных россыпей Бонанкоро. Дайки преимущественно имеют северо-восточное или широтное простирание, несогласное с ориентировкой складчатости гнейсов и более древних долеритовых даек [324].

Кимберлитовые трубки и дайки в *Сьерра-Леоне* наблюдаются на площадях Йенгема—Койду и Тонго [221, 186]. Вмещающие породы представлены гранитами и зонами кристаллических сланцев север-северо-западного простирания, которые прорваны двумя сериями долеритовых даек, одна из которых ориентирована в широтном, другая — в север-северо-восточном направлении. Кимберлитовые дайки простираются в направлении СВ 55° , и их внедрение контролировалось зоной скальвания [18], которая пересекает все более древние региональные структуры. Кроме того, в районе площади Йенгема известна небольшая (диаметром 170 м) кольцевая дайка слюдистого кимберлита (Герритс, личное сообщение).

В *Либерии* несколько небольших непротяженных даек наблюдается на западе страны, близ Зои (около границы Сьерра-Леоне). Они простираются в север-северо-восточном направлении и, как и дайки Сьерра-Леоне, косо секут вмещающие их гнейсы и почти перпендикулярны к простиранию зоны более древних долеритовых даек; они, очевидно, связаны с другой системой нарушений [605].

На территории *Берега Слоновой Кости* кимберлитовые дайки известны в районах Сегуэла и Хаут-Нзи; кимберлитовые геохимические и минералогические аномалии были найдены на площади Бати-Бона на северо-востоке этой страны. В районе Сегуэла помимо обычных кимберлитов имеется несколько тел, настолько отличных от них, что они были названы «метакимберлитами» [31]. Дайки Тобабуко и Боби перемяты и по внешнему виду и минеральному составу напоминают тальковые сланцы; они алмазоносны, но не содержат пирропа и ильменита, зато обогащены хромитом. Кроме того, дайка Тобабуко обусловила калиевую фенинизацию вмещающих гранитных пород (превращенных в сенинты), а дайки Боби тесно ассоциируются с дайками альнётитов и фицроитов [316, 31]. В общем кимберлитовые дайки Берега Слоновой Кости наследуют простирание более древних структур и зон трещиноватости.

Присутствие алмазов в аллювии рек *Ганы* и *Верхней Волты* свидетельствует о наличии неоткрытых кимберлитов в этих странах.

2.1.2. Центральная Африка

В *Габоне* кимберлитовые дайки выходят на поверхность по притокам реки Икой. Они обнажаются в пределах удлиненного купола архейских гнейсов, обрамляемых протерозойскими осадочными породами [97]. На площади Митцик в северо-западном Габоне имеются дайки докембрийских тальковых алмазоносных «метакимберлитов», аналогичных таким же породам Берега Слоновой Кости [31].

4260

В Анголе сейчас известно по крайней мере 94 кимберлитовых тела [495]. Они приурочены к зоне северо-западного простирания, в пределах которой выделяются следующие наиболее важные провинции (с северо-востока на юго-запад): 1) северо-восточная Лунда; 2) истоки рек Кукумби, Какуило и Куаго; 3) район Куанза; 4) истоки рек Кунене, Квеве и Катумбела в районе, протягиваемся от Нова-Лижбоа до Андулло; 5) верховья реки Лонга. Имеются также выходы кимберлитов в районах Кассинга и Артур-ди-Пайва. Цепь послейюрских щелочных кольцевых комплексов вытянута с северо-востока на юго-запад. В некоторых из них присутствуют карбонатиты, а в районе Нова-Лижбоа наблюдаются кимберлиты. Последние имеют послейюрский возраст, и их основные провинции приурочены к крупной системе разломов северо-восточного простирания, которая пересекается поперечными северо-западными разломами. С этой зоной связана также интенсивная магнитная аномалия. На продолжении к северо-востоку разбитого разломами грабена Лвашимо—Чикапа, округ Лунда [488], расположены мезозойские кимберлиты района Бакванга—Колоньи, Заир [410, 193]. Из этого следует, что кимберлиты Анголы и Заира внедрились вдоль крупной 1600-километровой ослабленной зоны, которая расколола Анголо-Касайский щит в мезозойское время. В северо-восточной Анголе эта зона нарушений подходит к южному замку погруженного бассейна Конго. В юго-восточном Заире кимберлитовые диатремы, иногда очень большие, прорывают горизонтально залегающие докембрийские породы на западном и восточном склонах плато Кунделунгу [585]. На глубине в этом районе протягиваются погребенные породы Кибарского орогенического пояса.

В Замбии группа жерл и даек прорывает юрские осадочные породы в грабене Луангва (личное сообщение Меррея, цит. в [132]). Простирание этой зоны жерл и даек северо-западное в отличие от север-северо-восточного простирания грабена Луангва и северо-восточного или восток-северо-восточного простирания вмещающих пород за пределами грабена.

2.1.3. Восточная Африка

Областью развития кимберлитовых тел является центральное плато Танзании. Более 120 тел известны в пределах гранитного кратона к югу от озера Виктория. Они концентрируются главным образом в районах Мабуки, Шиньянга, Нзегга, Кахама и Кимали, а также на плато Ирамба к западу от Сингида, но только трубка Мвадуи в Шиньянге и еще одна близ Кахамы достаточно алмазоносны, чтобы их можно было разрабатывать. Старые рудники в районе Шиньянга—Нзегга были описаны Вильямсом [609]; позже эта провинция была охарактеризована в работе Эдвардса и Хау-



кинса [171], в которой также приведено детальное описание диатремы Мвадуи — самой большой из известных кимберлитовых трубок (см. табл. 9); эта диатрема слабо эродирована и содержит осадки первичного кратерного озера. Более детальное описание кимберлитов района Ирамба—Сингида дано Тилом [569] и Маннардом [372].

В циркумкратонном Мозамбикском поясе кимберлиты встречаются значительно реже, чем на территории Танзанийского кратона. В грабене Рухуху, северо-западная Танзания, они прорывают мезозойские осадочные породы, перекрывающие Мозамбикский пояс [394].

Позднегерцетичные — современные рифтовые долины Восточной Африки, которые ограничены очень крупными разломами, следующими вдоль древних складчатых поясов, окаймляющих Танзанийский кратон, вмещают очень редкие проявления пород, которые рассматриваются как молодые кимберлитовые экструзии. Никсон [445] усматривает признаки кимберлитов в карбонатных туфах Лосорогон, Кения, и в пирокластах, содержащих ультраосновные ксенолиты близ Морото, Уганда. Тем не менее другое проявление, вулкан Лашайне в Танзании, который тоже на основании состава ксенолитов рассматривался как поверхностная постройка современной кимберлитовой трубки [128], обнаружил больше признаков сходства с имеющими региональное распространение нефелинитами [147]. Вулкан Игвиси-Хиллс, расположенный к западу от Таборы, Танзания, также интерпретировался как проявление на поверхности недавней кимберлитовой активности [513, 492]. Из него извергалась существенно карбонатная лава; она содержит микроксенолиты ультрамафических пород и пород, похожих на обогащенный карбонатом кимберлит из силла Бенфонтейн, ЮАР [138]. В противоположность молодым вулканам рифтовых долин, окаймляющих Танзанийский кратон, которые имеют тот же возраст, вулканы Игвиси расположены в центре кратона.

2.1.4. Южная Африка

Зимбабве, Ботсвана и Свазиленд. Четыре кимберлитовых тела — один силл и три трубки — прорывают архейские граниты в районе Лочард в 50 км к северо-востоку от Булавайо [363]. В Ботсване группа алмазоносных кимберлитовых тел, которые испытали очень небольшой размыв, была обнаружена в районе Орапы. Эта группа соседствует с краем кратона Калахари, где породы пояса Лимпопо (орогенный пояс возрастом 2100—1950 млн. лет, который расположен между древними Родезийским и Трансваальским ядрами и образует часть кратона Калахари) пересекают циркумкратонный Дамарский пояс, т. е. приурочена к пересечению двух обширных ослабленных зон коры [116]. К этой группе относится трубка АК/1 — вторая по размерам из

известных кимберлитовых тел. Другие трубки находятся в юго-западной Ботсване [26].

Кимберлиты пермского возраста — трубка Доколвайо — прорывают позднерехейские гнейсы близ границы с кратоном Каапвааль в *Свазиленде*; возраст этой трубки является исключением для Южной Африки [271].

Южно-Африканская Республика, Намибия и Лесото. Внутреннее плато Южной Африки является регионом наибольшей концентрации кимберлитовых тел в мире и наряду с Якутской кимберлитовой провинцией в Сибири наиболее тщательно изучено. Кимберлиты распространены в пределах огромной овальной площади к северу от Капского складчатого пояса и занимают большую часть внутреннего плато, за исключением его юго-восточного фланга, где они явно отсутствуют (рис. 3). Они были хорошо изучены Вагнером [595] и Вильямсом [608]; имеются более поздние описания кимберлитов Лесото [446], Намибии [298], системы кимберлитовых даек в долине реки Хартс [52], кимберлитовых силлов района Кимберли [269, 138], интрузивных тел в Намакваленде [208] и Бушменленде [110]. Список главных районов развития кимберлитов приведен в табл. 1.

Кимберлиты наблюдаются как на площади древнего Трансваальского кратона, так и в пределах причленившегося к нему пояса реки Оранжевой (рис. 3). В обеих тектонических структурах кимберлитовые тела встречаются группами, как, например, в районах Кимберли, Винбург и Бушменленд, где диатремы располагаются вдоль глубинных разломов, которые заполнены кимберлитовыми дайками. На территории Трансваальского кратона эти заполненные кимберлитами разломы ориентированы в широтном, меридиональном, запад-северо-западном и северо-восточном направлениях (рис. 3) независимо от более древних структур, секущих гнейсы фундамента. Одно из этих направлений — запад-северо-западное — было названо «трендом Лесото» [116]; это — преобладающее простирание кимберлитовых даек в зоне протяженностью более 600 км и шириной 280 км, от Лесото до районов Кимберли и Постмасбург. Эта зона является также районом наиболее интенсивной сейсмической активности в пределах кратона. В самом Лесото простирание кимберлитовых даек (запад-северо-западное) параллельно преобладающему простиранию более ранних (позднеюрских) долеритовых даек группы Карру; видимо, кимберлиты внедрились в ту же самую зону трещиноватости фундамента, которая уже была использована долеритами [126]. Интересно, что район Кимберли, где сосредоточены наиболее алмазоносные кимберлитовые тела, расположен на пересечении трех главных зон нарушений. Аналогичная ситуация имеет место в Якутской провинции, где диатремы района Оленёка—Мархи приурочены к пересечению двух крупных зон нарушений. В отличие от этих районов на площадях, которые подстилаются поясом

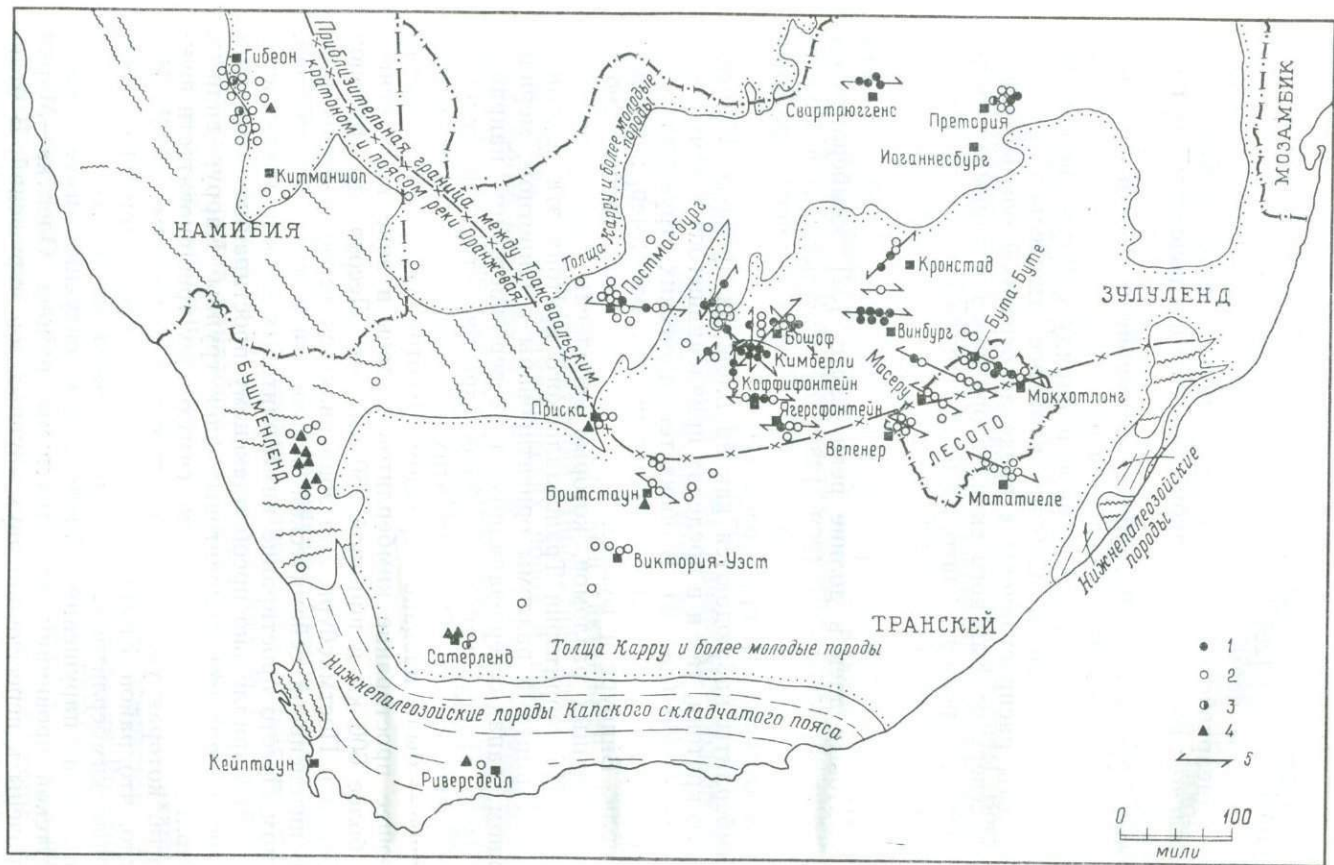


Рис. 3. Распространение кимберлитов и родственных им щелочных пород в Намибии, ЮАР и Лесото [132].

1 — алмазоносные кимберлиты; 2 — неалмазоносные кимберлиты; 3 — карбонатиты; 4 — нефелиниты, меллититы и мончикиты; 5 — простирания даек кимберлитов.

Кимберлитовые проявления в Южной Африке

Районы	Число проявлений	Некоторые кимберлитовые тела	Литературный источник *
1	2	3	4
ЗИМБАБВЕ			
Лочард	4	Колоссус, силл Весселе	[363]
ЮАР			
<i>Капская провинция</i>			
Кимберли	>23	Кимберли, Бултфонтейн, Де-Бирс, Дютойтспан, Весселтон, Камфердам, Бенфонтейн	[269, 138]
Постмасбург	>14	Постмас, Уэст-Энд, Финш, Пейзер	
Беркли-Уэст—долина р. Харте	>17	Франк-Смит, Ньюленде, Соноп, Беллсбанк, дайки Митчман-скрааль—Совер (рудники Эксельснор, Дю-Плессис)	[52]
Сатерленд	1		[309]
Бритстаун—Де-Аар—Филлипстаун	9		
Приска	3		
Виктория-Уэст	5	Уинтьес-Берг	
Риверсдейл—Робертсон	2		
Бьюфорт-Уэст—Фрейзерберг	>2		
Куруман	4		
Мататиеле	12		
Бушменленд	>16		[208, 110]
<i>Оранжевая провинция</i>			
Ягерсфонтейн	5	Ягерсфонтейн, Калкфонтейн, Копьесфонтейн	
Коффифонтейн	6	Коффифонтейн, Клипфонтейн	
Якобсдал	2	Бракдам, Солтпетерпан	
Клоколан	>3	Монастерн, Лавдейл	
Винбург	15	Лайон-Хилл, Гордонна, Терон, Стар, Монтелео	
Кронстад	5	Кроун (или Лейс), Фоорспед	
Бошоф	11	Робертс-Виктор, Нью-Эланде, Зут-ен-Зуур	

Районы	Число проявлений	Некоторые кимберлитовые тела	Литературный источник *
1	2	3	4
<i>Трансвааль</i>			
Свартрюгенс	9	Хелам	[195]
Претория	10	Премьер	[506]
Ритфонтейн	1	Ритфонтейн	
НАМИБИЯ			
Гибсон—Китманшоп	> 40		[273, 298, 271]
СВАЗИЛЕНД			
Доколвайо			
БОТСВАНА			
Орапа (Летлякеане)	> 6	АК/1	
ЛЕСОТО	18 диаметров + многочисл. дайки	Секхаменг, Лайпланенг Маракабей, Као, Малибаматсо Таба-Путсоа, Летсенг-ла-те-рае (Кваква)	[446]

* Библиография из работ Вагнера [595] и Вильямса [608] здесь не приводится.

реки Оранжевой, группы кимберлитовых тел вытягиваются согласно направлению структур фундамента, как, например, в Намибии и окрестностях Бритстауна.

Известны кимберлиты по крайней мере трех возрастных групп. Трубка Премьер имеет докембрийский возраст [11], это связывает ее с нефелиновыми сиенитами, трахитами и карбонатитами зоны Франспорт — крупной докембрийской системой нарушений северо-северо-западного простирания [522, 586]. Кимберлиты в Доколвайо, Свазиленд, имеют пермский возраст [271]. Однако большинство южноафриканских кимберлитов прорывают каменноугольные — юрские осадочно-вулканогенные толщи бассейна Карру и являются, следовательно, послееюрскими. Раднометрические определения возраста (табл. 2) свидетельствуют о длительном периоде внедрения кимберлитов начиная с ~140 млн. до ~80 млн. лет назад с интервалами наибольшей интенсивности, имевшими место 140, 120 и 80—90 млн. лет назад. Внедрение кимберлитов совпадает с той эпохой в меловое время, когда происходило сильное поднятие континентальных участков с одновременным прогиба-

Радиометрические определения возраста кимберлитов Южной Африки, а также их минеральных фаз и ксенолитов *

Местонахождение	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн. лет	Материал	Метод	Литературный источник
Трубка Премьер	Докембрийский	1750±100	Свинец в кимберлите	Pb-Pb	[11]
		1115±15	Посткимберлитовый силл	Rb-Sr	[11]
		1200—1250	Кимберлит	Rb-Sr	[10]
Нешенал	„	1180±30	Слюда из кимберлита	Rb-Sr	[10]
Свартрюгенс	Постдокембрийский	150±3	Кимберлит	Rb-Sr	[10, 9]
		142±4	Слюда из кимберлита	K-Ar	[366]
Весселтон, Кимберли	Послеюрский	118±6	Включения флогопита	Rb-Sr	[9]
		80±4	Слюда из кимберлита	Rb-Sr	[9]
		77±2	Вторичная (?) слюда из перидотитового включения	Rb-Sr	[9]
Весселтон, Кимберли	„	90,3	Циркон	U-Pb	[124]
		90±4	Кимберлит	U-Pb	[9]
Дютойтепан, Кимберли	„	80	Слюда из перидотитового включения	Rb-Sr	[9]
		77±6	Кимберлит	U-Pb	[10]
Де-Бирс, Кимберли	„	92,0	Циркон	U-Pb	[124]
		92±4	Кимберлит	U-Pb	[10]
		120—100	„	U-Pb	[10]

Местонахождение	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн. лет	Материал	Метод	Литературный источник
Тело Кимберли	Послеюрский	95,4	Циркон	U-Pb	[124]
Камферсдам, Кимберли	"	86,9	"	U-Pb	[124]
Булфонтейн, Кимберли	"	91,2	"	U-Pb	[124]
		81,7 (дубликат)	"	U-Pb	[124]
		148±7	К-рихтерит и слюда из перидотита	Rb-Sr	[185]
Робертс-Виктор, Бошоф	"	105±20	Вторичная (?) слюда из эклогита	Rb-Sr	[9]
		125	То же	Rb-Sr	[9]
		92,2	Циркон	U-Pb	[9]
Дайка Нью-Эландс, Бошоф	"	114±1	Слюда из основной массы	K-Ar	[366]
Трубка Нью-Эландс, Бошоф	"	127±6	То же	K-Ar	[366]
Зут-ен-Зуур, Бошоф	"	125	"	K-Ar	[366]
Лейсестер, Виндсортон	"	93,6	Циркон	U-Pb	[124]
Финш	"	130—170	Кимберлит	Rb-Sr	[10]
		94,1	Циркон	U-Pb	[124]
Монастери, Клоколан	"	90±1	Слюда из основной массы	Rb-Sr	[9]
		90	То же	K-Ar	[366]
		90,4	Циркон	U-Pb	[124]
		83±5	Кимберлит	U-Pb	[10]
Стар, Винбург	"		Слюда из основной массы	K-Ar	[366]

Ритфонтейн, север Капской провинции	"	71,7—71,9	Циркон	U-Pb	[124]
Бокпутс, Намакваленд, север Капской провинции **	Постдокембрийский	67,9	"	U-Pb	[124]
Платбаквис, Намакваленд, север Капской провинции **	Послекембрийский	66,7	"	U-Pb	[124]
Брейкфонтейн, Намакваленд, север Капской провинции **	"	54,1	"	U-Pb	[124]
Лушоф, Виктория-Уэст **	Послеюрский	67,7	"	U-Pb	[124]
Маккензис-Пост **	"	79—80	"	U-Pb	[124]
Мелкфонтейн, Грикваленд **	"	63,4	Циркон из карбонатного туфа	U-Pb	[124]
Орапа, Ботсвана	"	93,1	Циркон	U-Pb	[124]
Мотае, Лесото	"	87,1	"	U-Pb	[124]
Бакванга, Заир	?	71,3	"	U-Pb	[124]
Мвадуи, Танзания	Постдокембрийский	189,3	"	U-Pb	[124]
Нзеха, Танзания	"	53±1 (дубликат)	"	U-Pb	[124]

* В конце таблицы помещены данные для других районов Африки.

** Расположены в циркумкратонном складчатом поясе Намакварид.

нием или складкообразованием вокруг их периферии и погружением смежных океанических бассейнов [160]. От Зулуланда до Транскайской полосы суши одна за другой последовательно погружались по сбросам в море; амплитуда широтных сбросов вдоль южного берега достигала 5000 м [166]. Затем простирание сбросов менялось на северо-западное, следуя западному побережью, а в Намибии наблюдается несколько сбросов север-северо-западного простирания, по которым участки суши погружались в море.

В течение этого периода в пределах Трансваальского кратона магматизм был исключительно кимберлитовым, причем многие из кимберлитовых проявлений алмазоносны. На площади, подстилаемой циркумкратонным поясом реки Оранжевой, сопоставимый возраст имеют базальты, габбро и комендиты провинции Дамараленд (123—136 млн. лет), фояиты Гранитберга и Людерица [376] и кимберлит-карбонатитовый вулкан Гросс-Бруккарос [190, 298]. Все они расположены в Намибии. Неалмазоносные кимберлиты в окружающем кратон поясе моложе, чем кимберлиты кратона (табл. 2). Ранее предполагалось, что эти кимберлиты вместе с оливиновыми мелилитами и оливиновыми нефелинитами районов Сатерленд и Намакваленд одновозрастны с кратонными кимберлитами [278, 567, 132]. Радиологические данные о возрасте оливиновых мелилитов Намакваленда (38,5 млн. лет) и фанолитов прибрежного пояса Намибии (35—37 млн. лет) [332] указывают на то, что постюрская магматическая активность в циркумкратонном поясе, по крайней мере частично, затянулась и ни в коем случае не являлась синхронной с формированием кимберлитов в пределах кратона. Таким образом, нет достаточных свидетельств одновременной активности, чтобы провести параллель между широкой региональной зональностью, наблюдаемой в Южной Африке, и обстановкой в Якутской кимберлитовой провинции в Сибири, где алмазоносные кимберлиты в центре провинции окружены одновозрастными безрудными кимберлитами и щелочными массивами [415].

Тем не менее в Якутии связь различных типов пород с различными тектоническими режимами, как и в Южной Африке, без сомнения, очевидна.

2.2. СССР

2.2.1. Сибирь (Якутия)

Первые кимберлиты¹ в СССР были найдены в дайке на полуострове Таймыр [431]. Однако настоящим открытием явилось обнаружение начиная с 1954 г. нескольких сот кимберлитовых трубок и даек в Восточной Сибири в междуречье Енисея и Лены (рис. 4), в бассейнах рек Марха, Муна, Оленёк и Вилюй. Нац-

¹ См. предисловие редактора перевода.

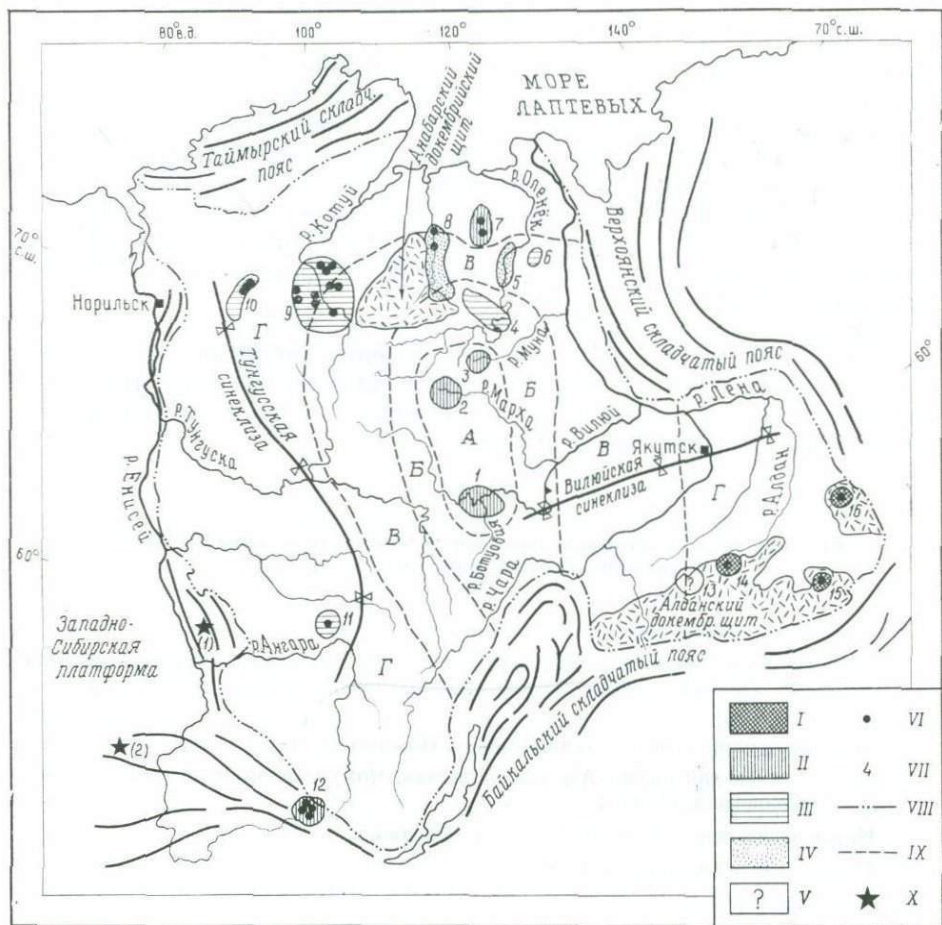


Рис. 4. Распространение кимберлитов на Восточно-Сибирской платформе. (Использована тектоническая карта СССР и материалы Каминского [302].)

Кимберлиты: I — докембрийские; II — палеозойские; III — раннемезозойские; IV — позднемезозойские; V — неопределенного возраста. VI — кольцевые ультраосновные щелочные комплексы; VII — группы кимберлитовых тел; VIII — граница Восточно-Сибирской платформы; IX — границы между кимберлитовыми зонами разных фаций; X — районы развития базальтовых диатрем.

Районы развития кимберлитовых пород: 1 — Малоботуобинский; 2 — Далдыно-Алакатский; 3 — Мунский; 4 — Среднеоленёкский; 5 — Нижнеоленёкский; 6 — Приленский; 7 — Уджинский; 8 — Куонамский (Анабарский); 9 — Маймечя-Котуйский; 10 — Каменский; 11 — Чадобецкий; 12 — Присяянский (Окинский); 13 — Чомполинский; 14 — Тобукский (Алданский); 15 — Арбарастахский; 16 — Ингилийский.

Зоны кимберлитов различных минеральных субфаций: А — зона кимберлитов алмазной субфации; Б — зона кимберлитов алмаз-пироповой субфации; В — зона кимберлитов пироповой субфации; Г — зона родственных кимберлитам пород и кимберлитов комплексов центрального типа. **Базальтовые диатремы:** (1) — Енисейских гор, (2) — Минусинского межгорного прогиба.

более насыщена кимберлитами территория Якутской АССР, в связи с чем эту площадь обычно называют «Якутской кимберлитовой провинцией». Описанию этих тел посвящено огромное количество публикаций; наиболее важными являются работы Бобрневича и др. [47, 48], Милашева и др. [416], Ковальского [322], Милашева [415], Францессон [200], а также Лебедева [348], Барде [30] и Девидсона [123]. Приводимый ниже краткий обзор основан на этих источниках, а также на литературе, опубликованной после 1968 г.

За исключением кимберлитов полуострова Таймыр и Окинского района в Присаянье, распространение сибирских кимберлитов ограничено территорией Сибирской платформы. Оно отражено на рис. 4, а сведения о местонахождении наиболее важных кимберлитовых трубок помещены в табл. 3.

Таблица 3

**Районы развития кимберлитовых пород Якутии (показаны на рис. 4)
и наиболее важные кимберлитовые трубки**

1. Малоботуобинский район: Амакинская, Мир
2. Далдыно-Алакитский район: Загадочная, Долгожданная, Геофизическая, Дальняя, Удачная, Ленинградская, Аэромагнитная, Айхал, НИИГА, Москвичка
3. Мунский район: Комсомольская, Малая, Новинка
4. Среднеоленёкский район: Аэрогеологическая, Чомур, Флогопитовая, Ильмени-товая, Ленинград, Омонос
5. Нижнеоленёкский район: Обнаженная, Слюдянка
6. Приленский (Молодинский) район
7. Уджинский район
8. Куонамский (Анабарский) район: Баргыдамалах, Чита, Университетская
9. Маймеча-Котуйский район
10. Каменский район
11. Чадобецкий район
12. Присаянский (Окинский) район: Южная
13. Чомполинский район
14. Тобукский (Алданский) район
15. Арбарастахский район
16. Ингилийский район

Доказано, что имеются разновозрастные группы кимберлитов, что также отражено на рис. 4. В пределах Сибирской платформы кристаллический фундамент перекрывается протерозойскими, палеозойскими и мезозойскими толщами, включающими раннемезо-

зойские покровы базальтов. Платформа испытала позднемезозойское флексуобразование, которое привело к возникновению обширных эпейрогенических антиклинальных и синклинальных структур с выходами пород кристаллического фундамента на Анабарском поднятии и на Алданском щите; главные структуры осложнены прогибами и поднятиями второго порядка. Северная и восточная границы платформы с Таймырским (герцинским) и Верхоянским (позднемезозойским) складчатыми поясами соответственно в плане вогнутые; вдоль западной и юго-западной границ с Байкальским (девонским) складчатым поясом породы в пределах платформы подверглись более интенсивной складчатости. Размещение палеозойских и мезозойских пород контролируется главными структурами; в пределах Анабарского и Алданского поднятий мезозойские породы эродированы. В Малоботуобинском, Мунском и Далдыно-Алакитском районах имеются только кимберлитовые трубки, тогда как в более северных районах, несмотря на более молодой геологический возраст, в Маймечя-Котуйском, Куонамском и Оленёкском районах среди кимберлитовых тел значительную часть составляют дайки. Это связано с различной степенью эрозии. Платформа рассечена системой глубинных разломов, часто приуроченных к границам поднятых и опущенных структур. Хотя эти разломы по своему заложению имеют очень древний возраст, они неоднократно активизировались в эпохи, совпадающие с эпохами кимберлитобразования. Некоторые из кимберлитовых полей на Анабарском поднятии приурочены к пересечениям двух из этих главных зон нарушений [24].

Как и в Южной Африке, здесь наблюдается региональная зональность в размещении кимберлитовых тел, содержащих алмаз и гранат — пироп: центральная зона алмазоносных кимберлитов окружена зоной, в которой кимберлиты содержат как пироп, так и редкие зерна алмаза (алмаз-пироповая субфация), которую сменяет зона с гранатовыми кимберлитами без алмазов (пироповая субфация), за ней следует внешняя зона, в которой кимберлиты не содержат ни одного из этих высокобарических минералов [415, 302].

Так же, как и в Южной Африке, кимберлиты в главных алмазоносных районах центральной зоны являются единственными представителями изверженных пород, а во внешних зонах они сопровождаются телами других щелочно-ультраосновных пород. Например, в Нижне- и Среднеоленёкском районах кимберлиты алмаз-пироповой субфации сопровождаются оливиновыми лейцититами, нефелиновыми, мелилитовыми и монтицеллитовыми пикритовыми порфиритами¹ [416], а в Куонамском районе (аналогично

¹ Пикритовые порфириты отличаются от кимберлитов по следующим признакам:

^a они образуются в результате одной стадии кристаллизации;

^b Это массивные породы без обломочных текстур.

району Сатерленд в Южной Африке) — оливиновыми мелилитами и карбонатитами [201, 377]; в этом последнем районе имеется сложно построенное тело, в котором присутствуют и оливиновые мелилиты, и кимберлиты [579]. В других кимберлитовых районах, еще более удаленных от центральной зоны алмазодносных кимберлитов, кимберлиты в виде небольших тел сопровождают кольцевые комплексы щелочно-ультраосновных пород, например в Маймеча-Котуйском районе — одной из наиболее крупных в мире провинции ультраосновных щелочных пород. Здесь извержения позднепермских — раннетриасовых оливин-мелилитовых, оливин-нефелинитовых, авгититовых, лимбургитовых туфов и лав сопровождалась внедрением крупных ультраосновных щелочных кольцевых комплексов, в строении которых принимают участие оливиниты, мелилитовые породы, якупирангиты, уртиты, ийолиты, нефелиновые сиениты и карбонатиты (хотя не все эти породы присутствуют в каждом комплексе). В этих районах, помимо гипабиссальных аналогов эффузивных пород, отмечаются также дайки, силлы и мелкие штоки альнётитов, тингуантов, мончикитов и фурчитов. Дайки либо приурочены к региональной системе разломов запад-северо-западного и север-северо-западного простирания, либо образуют радиальные рон, исходящие из кольцевых комплексов центрального типа [176]. Кимберлитовые трубки и дайки представляют собой образования самой поздней фазы Далбыхского комплекса; кимберлиты содержат ксенолиты более ранних изверженных пород, а трубка Красноярская является сложным телом, в строении которого принимают участие карбонатизированные щелочные сиениты. Кимберлиты содержат пироп и хромдиопсид, но до сих пор в них не найден алмаз *in situ*, хотя он обнаружен поблизости в аллювиальных отложениях. В этом районе более четко, чем в любом другом, видна тесная связь между кимберлитами и щелочными ультраосновными комплексами центрального типа с карбонатитами [367, 200].

В циркумкратонных складчатых поясах на Таймыре кимберлитовые дайки сопровождаются дайками оливиновых мелилитов [431]. Девонские (?) кимберлиты Окинского района (Присяянье) тесно ассоциируются с каледонскими комплексами центрального

^в они характеризуются сравнительно простым минеральным составом и не содержат минералов, происходящих из гранатовых перидотитов;

^г они характеризуются повышенным содержанием железа, титана, кальция, щелочей и пониженным содержанием магния и хрома.

Эти химические особенности отражают присутствие в пикритовых порфиритах диопсида, монтичеллита, мелилита и нефелина [200]. Некоторые пикритовые порфириты схожи с меймечитами Маймеча-Котуйского района, хотя Никишов и др. [444] считают такие порфириты разновидностями альнётитов. Меймечит — эффузивная ультраосновная порода, впервые найденная как в виде лавы, так и в виде пирокластической породы в Маймеча-Котуйском районе северо-восточной Сибири [432]. По своей обогащенности оливином и перовскитом она похожа на кимберлит, но в остальных отношениях сильно отличается от него [133, 369].

типа, сложенными нефелиновыми сиенитами, щелочными ультрабазитами и карбонатитами [472]. Трубки, сложенные щелочно-базальтовыми брекчиями, содержащими ксенолиты мантийных перидотитов, наблюдаются в Енисейской и Минусинской межгорных впадинах недалеко от юго-западной границы Сибирской платформы.

2.2.2. Европейская часть СССР

Кимберлитовые трубки и дайки, вероятно девонского возраста, найдены на юге Русской платформы [218]. Главная часть их находится между Харьковом и Азовским морем, близ одной из многих площадей развития алмазов в аллювиальных отложениях, обрамляющих Украинский докембрийский массив. Кимберлиты приурочены к крупной зоне нарушений на южной границе Днепровско-Донецкой депрессии (Донбасса) и ассоциируются с мелкими интрузиями лимбургитов, авгититов, мончикитов, лейцитовых порфиритов и пироксенитов. Другое изолированное проявление кимберлитов находится в долине Дона в 225 км к востоку от Харькова, на юго-восточном фланге Воронежской антеклизы. Эта блоковая структура, вытянутая с северо-запада на юго-восток, также прорвана перидотитами и пироксенитами, которые, как и кимберлиты, приурочены к глубинным разломам, ограничивающим структуру. В целом тектоническая обстановка, в которой развиты кимберлиты на Русской платформе, весьма напоминает таковую на Сибирской платформе; эпейрогенические движения земной коры деформировали палеозойские толщи, перекрывающие докембрийское основание, и привели к образованию обширных антиклинальных и синклинальных структур, которые часто ограничены глубинными разломами. Гоньшакова и др. [218] сообщают о наличии кимберлитовой трубки на острове Еловом в Кандалакшском заливе (Белое море), где имеются также дайки палеозойских щелочных базальтов, альенитов, пикритовых порфиритов и мончикитов, а на карте, помещенной в этой работе, показана еще одна кимберлитовая трубка близ советско-финской границы, в 170 км к запад-юго-западу от Мурманска, в районе, где в аллювии был найден единственный алмаз. Кроме того, Попов [480] сообщает, что в центральной опущенной части позднедевонского — раннекаменноугольного кольцевого комплекса Контозеро (Кольский полуостров) сохранились ультраосновные лавы и туфы «кимберлитового» состава, пикриты, авгититы, мелилититы и нефелиниты.

Наконец, можно заметить, что тела пикритовых порфиритов, аналогичные таковым, ассоциирующимся с кимберлитами Оленёкского района Якутии, были обнаружены в районе распространения аллювиальных алмазов на западном склоне Урала; одно из таких тел содержит муассанит, который также был найден в кимберлитах Якутии [555].

2.3. Индия

Хотя Индия являлась единственным в мире источником алмазов более 2000 лет, большинство алмазов здесь происходит из аллювия, а кимберлиты известны только в трех районах. Все они находятся в пределах площади докембрийского щита полуострова Индостан. В одном из них, близ Маджгавана, шт. Панна ($24^{\circ}38'$ с. ш., $80^{\circ}04'$ в. д.), три диатремы прорывают раннепалеозойские песчаники [165, 382, 218]. На основе сходства алмазов в главной трубке с алмазами из близрасположенных позднепротерозойских конгломератов Мерх [401] предположил, что эта трубка имеет протерозойский возраст; радиологические определения возраста по флогопиту из трубки Маджгаван Rb-Sr-методом дали цифру 1140 ± 12 млн. лет, а K-Ar-методом — $1056 - 1120$ млн. лет [115, 468]. Во втором районе кимберлитового вулканизма близ Вайракурара, округ Анантапур, шт. Андхра-Прадеш ($15^{\circ}01'$ с. ш., $77^{\circ}23'$ в. д.), четыре диатремы прорывают докембрийские гнейсы [486]. Одна из них имеет возраст 840 ± 33 млн. лет [468]. Наконец, дайки обогащенного кальцитом кимберлита интродуцируют породы формации Нижняя Кумба (верхний докембрий) в районе Челима, в центральной части бассейна Гуддапах, шт. Андхра-Прадеш ($15^{\circ}27'$ с. ш., $78^{\circ}42'$ в. д.); интрузии того же возраста в западной части бассейна Гуддапах представлены пикритами, габбро и долеритами [519, 520]. Согласно Крофорду [114], возраст одной из даек района Челимы «не более 1340 млн. лет, что почти соответствует возрасту аналогичных даек и трубок, прорывающих раннедокембрийские отложения в районе Вайракурар к западу от бассейна Гуддапах, одна из которых была проанализирована».

2.4. Австралия и Океания

2.4.1. Калимантан

Несколько трубок, сложенных перидотитовыми брекчиями, прорывают перидотитовый массив Бобарис в бассейне реки Памали на юго-востоке Калимантана. Одна из этих раннемеловых трубок содержит очень небольшое количество алмазов; алмазы найдены также в верхнемеловых и эоценовых конгломератах и песчаниках, залегающих к северу и юго-востоку от массива Бобарис [582]. Однако Джанс (личное сообщение) считает, что брекчии Памали не являются кимберлитами; во всяком случае, их тектоническая позиция в геосинклинальной области и их внедрение во время орогенного цикла нетипичны для кимберлитов.

2.4.2. Соломоновы острова

На острове Малаита имеются тела альнётитов и анкаратритов; первые содержат пикроильменит, диопсид и пироп [8]. В одном из тел, сложенном альнётитовой брекчией, наблюдаются ксенолиты шпинелевых и гранатовых перидотитов и пироксен-ильменитовые сростки, аналогичные встречающимся в кимберлитах. Несмотря на такое сходство с кимберлитами, эти тела (как и на Калимантане) находятся в нетипичной для кимберлитов обстановке. Проведенные недавно Никсоном и Бойдом [449] и Доусоном и др. [150] детальные минералогические исследования выявили различие между этими породами и континентальными кимберлитами.

2.4.3. Австралия

Несмотря на многочисленные находки алмазов в аллювии, имеется лишь несколько достоверных сообщений о кимберлитах в Австралии. В Новом Южном Уэльсе, Виктории и на юго-западе Южной Австралии известно 14 районов развития кимберлитов и кимберлитовых пород [187, 560]. Имеются неподтвержденные сведения о наличии нескольких групп кимберлитовых тел в бассейне реки Фицрой в северо-западной Австралии близ хорошо известных интрузий лейцитовых лампрофиров. Сообщавшиеся ранее данные о находках алмазов в долеритах района Оки-Крик (Инверелл) в Новом Южном Уэльсе не подтвердились, этот район также является орогенным.

2.5. Западная Европа и Гренландия

Дайки кимберлитов, обладающие признаками альнётитов, прорывают докембрийские гнейсы в районе Каликс-Лулеа в северной Швеции [212, 1]. Этот район расположен в 400 км к северу от острова Альнё, где среди наиболее поздних интрузий знаменитого карбонатитового комплекса раннекембрийского возраста [169] имеются дайки кимберлитов и «кимберлитовых альнётитов». Предварительное определение алмаза в одном из этих тел оказалось ошибочным [170].

В Чехословакии пиропоносные диатремы в Чешском Среднегорье ранее были отнесены к кимберлитам и считались источниками аллювиальных алмазов, найденных в этом районе [319]. Дальнейшие детальные работы убедили чешских геологов в том, что эти породы не являются кимберлитами, а более близки к щелочным базальтам, имеющим региональное распространение. Пироп в них, как сейчас полагают, появился в результате тектонического дробления пироповых перидотитов, которые присутствуют в составе кристаллического фундамента этого района [320].

На западном побережье Гренландии, в районе восточнее и юго-восточнее Фредрикашаба, раннемезозойские кимберлитовые дайки и силлы прорывают докембрийские гнейсы и граниты; эти интрузии, содержащие ксенолиты шпинелевых и гранатовых перидотитов, являются продуктами мезозойской базальтовой и в меньшей степени карбонатитовой активности, связанной с образованием рифта между Гренландией и Лабрадором, что привело к раскрытию моря Лабрадор. Еще дальше на север, к востоку и к югу от Хольстейнборга, кимберлитовые дайки докембрийского возраста встречаются среди мончикитовых и базальтовых даек, образующих систему северо-восточного простирания [16, 17, 517].

2.6. Северная Америка

Размещение кимберлитов в Северной Америке показано на рис. 5 и 6, а более детальные сведения, включая данные о возрасте, приведены в табл. 4. Наиболее современный обзор, посвященный кимберлитам США, дан Мейером [402], а канадские ким-

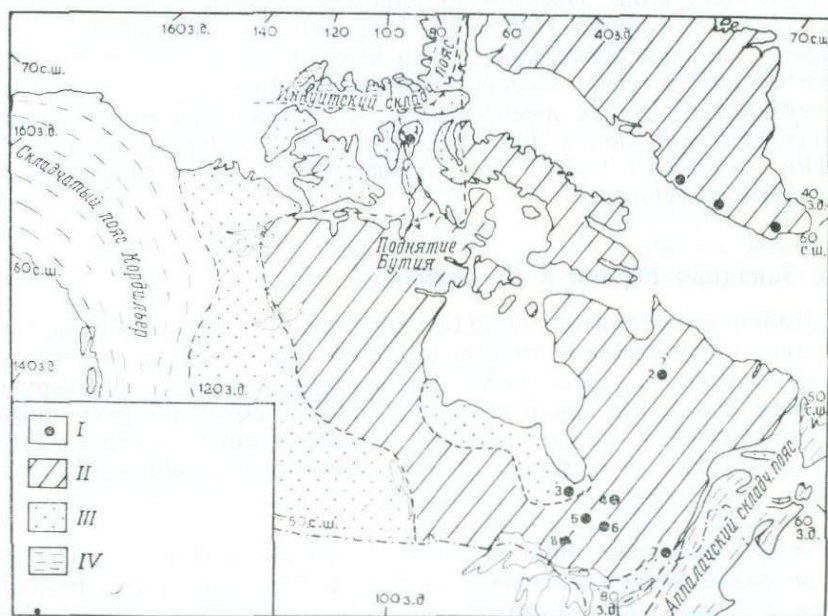


Рис. 5. Распространение кимберлитов в Канаде.

I — кимберлиты; II — выходящее на поверхность докембрийское основание кратона; III — нескладчатые образования, перекрывающие кратон; IV — фанерозойские складчатые пояса. Районы развития кимберлитов: 1 — остров Сомерсет; 2 — Кастиньон-Лейк; 3 — Корал-Рапиде; 4 — Бачелор-Лейк; 5 — Мичауд; 6 — Готье; 7 — Иль-Бизард; 8 — Кейт.

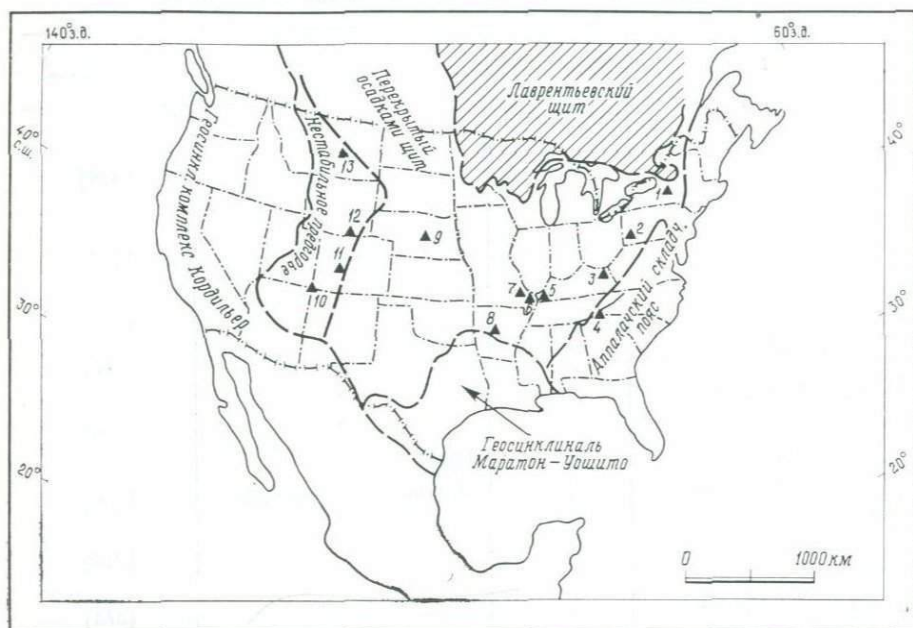


Рис. 6. Распространение кимберлитов в США.

1 — Сиракузы, Нью-Йорк; 2 — графство Фейетт, Пенсильвания; 3 — графство Эллот, Кентукки; 4 — Норрис, Теннесси; 5 — графство Криттенден, западный Кентукки; 6 — южный Иллинойс; 7 — Эйвон, Миссури; 8 — графство Пайк, Арканзас; 9 — графство Райли, Канзас; 10 — провинция Навахо-Хопи; 11 — Грин-Маунтин, Колорадо; 12 — граница штатов Вайоминг и Колорадо; 13 — Монтана.

берлиты освещены в работах Уотсона [598—600]. Эти обзоры в свою очередь базируются на недавних многочисленных публикациях Брукинса с соавторами (кимберлиты Канзаса), Мак-Гетчина (интрузии плато Колорадо) и Мак-Каллума и Эгглера (северное Колорадо). После составления указанных обзоров были открыты новые кимберлитовые тела на острове Сомерсет, в районе Корал-Рапидс на низменности, прилегающей к заливу Джемс, Онтарио, на руднике Верхняя Канада, Онтарио, в районе Иль-Бизард, Квебек, в долине реки Сагуэней и на побережье Лабрадора. Более детально были охарактеризованы кимберлиты районов Грин-Маунтин, Колорадо [407] и Мёрфрисборо [557].

Кимберлиты острова Сомерсет прорывают ордовикские осадки, но не содержат ксенолитов силурийских и девонских пород [428]. Эта группа расположена близ оси поднятия Бутиа — вытянутой в меридиональном направлении структуры, ядро которой сложено докембрийскими породами, а фланги — раннепалеозойскими осадками; главная тектоническая активность приходилась на девонское время, но разломообразование происходило также в кайнозое

Размещение и возраст североамериканских кимберлитов

Местоположение	Форма тел *	Возраст **	Литературный источник ***
<i>Канада</i>			
Остров Сомерсет, Северо-Западные территории	Т	Постордовикский	[428]
Саглак, Лабрадор	Д	Постархейский	[107]
Залив Аллик, Лабрадор	Д	?	
Готье, Онтарио	Д	151±8 ⁺⁺	[349]
Корал-Рапидз, Онтарио	Д	Постсреднедевонский	[78]
Мичауд, Онтарио	Д	?	
Кейт, Онтарио	Д	?	[600]
Бачелор-Лейк, Квебек	Д	1100 ⁺	
Кастиньон-Лейк (?), Квебек	Д	Постверхнепротерозойский	[159]
Долина реки Сагуэней, Квебек	Д	?	[214]
Иль-Бизард, Квебек	Т	Позднемеловой	[374]
<i>США</i>			
Район озер Сентрал-Фингер, Нью-Йорк	Д	?	
Итака, Нью-Йорк	Д	145—493 ⁺ ; 136±8 ⁺⁺	
Сиракузы, Нью-Йорк	Д	150—306 ⁺ ; 118—146 ⁺⁺	
Мейсонвилл, графство Фейетт, Пенсильвания	Д	Постнижекаменноугольный; 368—408 ⁺	
Диксонвилл, Пенсильвания	Д	Постнижекаменноугольный	
Долина реки Шенандоа, Виргиния	Д	?	
Моррис, Юнион-Сити, Теннесси	Т	Постдевонский	
Графство Эллиот, северо-восточный Кентукки	Д, Т	270—279 ⁺ ; 257±22 ⁺⁺	
Зап. Кентукки и Южн. Иллинойс	Д, Т	252—281 ⁺ ; 260—279 ⁺⁺	
Эйвон, Миссури	Т, С	377—388 ⁺ ; 396—399 ⁺⁺	
Графство Вудсон, Канзас	Д, Т	88—91 ⁺	
Графство Райли, Канзас	Т	115—123 ^{го}	

Местоположение	Форма тел *	Возраст **	Литературный источник ***
Графство Пайк, Арканзас	T	Среднемеловой	
Плато Колорадо (Мьюл-Эр, Мозес-Рок, Гарнет-Ридж, Бьюэлл-Парк, Грин-Нобс, Кейн-Валли)	T	29,7—33,5 ^{го}	
Боулдер, Колорадо	T	?	[407]
Граница штатов Вайоминг и Колорадо	T	Позднесилурийский—раннедевонский	
Северная часть Монтаны	T	Позднеэоценовый	

* Д — дайка, Т — трубка (диатрема), С — силл.

** + — K-Ag-возраст, ++ — Rb-Sr-возраст, ^{го} — возраст по трекам осколков деления урана (в млн. лет). K-Ag- и Rb-Sr-возрасты заимствованы у Зартмана [619], а возраст по трекам осколков — у Незера [439].

*** Библиография из работ Мейера [402] и Уотсона [598—600] здесь не приводится.

[573]. Кимберлиты района Бачелор-Лейк вместе со спессартитовыми дайками пересекают Альгонский щит; их K-Ag-возраст 1100 млн. лет, но, принимая во внимание расхождение во многих случаях K-Ag-определений и реального возраста пород такого типа в восточной части Северной Америки [619], эта цифра не может быть принята в качестве окончательной. В районе Кастиньон-Лейк в северном Квебеке гранатсодержащие слюдяные перидотиты (которые считаются близкими к кимберлитам) вместе с карбонатами и меймечитами прорывают смятые в складки раннепротерозойские породы серии Лабрадор. Большинство кимберлитов на востоке Северной Америки расположено в пределах стабильной внутренней низменности, вдоль зоны, параллельной Аппалачскому складчатому поясу. Обычно они прорывают палеозойские осадки, а радиометрические определения указывают на их различный возраст: от пермского до мелового (табл. 4). В западном Кентукки и южном Иллинойсе кимберлиты и родственные им дайки основных пород внедрены в зону разлома Руф-Крик, представляющую непротяженными нарушениями небольшой амплитуды, но юго-западнее расположен разлом Сент-Дженевив, характеризующийся значительной амплитудой смещения и разделяющий поднятие Озарк и бассейн Иллинойс. Тела альнётитов района Эйвон в юго-восточном Миссури имеют позднедевонский возраст и приурочены к оси широтного направления, протягивающейся от интрузивной зоны западного Кентукки — южного Иллинойса через Миссури

в восточный Канзас. Эта ось намечается разломами, небольшими телами ультрамафитов (включая кимберлиты) и криптовулканическими структурами [541]; как геологические, так и радиометрические данные указывают на то, что тектоническая активность и магматическая деятельность проявлялись здесь многократно на протяжении длительного времени [619]. В южной части США кимберлиты, в том числе одно алмазоносное тело, наблюдаются близ Мерфрисборо, графство Пайк, Арканзас, и еще одно проявление (неалмазоносных кимберлитов) имеется близ графства Кливленд. Они располагаются на окраине крупной среднемезозойской депрессии бассейна Миссисипи. Кимберлиты графства Пайк четко датируются серединой мела. Предполагается, что тела, сложенные этими и другими щелочными породами Арканзасской провинции, внедрились в ослабленные зоны, в места, где горы Уошито юго-восточного простирания пересекались шарнирной зоной северо-восточного направления, по которой проходит граница Прибрежной равнины Мексиканского залива. Северо-западнее кимберлиты внедрены в смятые палеозойские и мезозойские отложения плато Колорадо — относительно стабильного блока (в основании которого находятся альгонские гнейсы) в пределах складчатого пояса южной части Скалистых гор. В районе Гарнет-Ридж — Мьюл-Эр — Мозес-Рок главным структурным элементом является поднятие Монюмент — широкая пологая антиклиналь, свод которой смят в складки. Кимберлиты плато Колорадо имеют средне-олигоценный возраст. Далее к северу на границе штатов Колорадо и Вайоминг более древние силурийско-девонские кимберлиты прорывают докембрийское ядро северной части Передового хребта и южной части гор Ларамии. В северной Монтане кимберлитовые диатремы среднетретичного возраста прорывают горизонтально залегающие меловые осадки к востоку от Скалистых гор.

Хотя все вышеперечисленные проявления находятся в неорогенной обстановке или в районах, подвергшихся крупномасштабным эпейрогеническим движениям, кимберлиты также найдены в пределах складчатого пояса Аппалачей в долине реки Шенандоа, Виргиния, и в районе Норрис, Теннесси; кимберлиты из графства Скотт и Логан, Арканзас, также прорывают складчатые палеозойские толщи гор Уошито. Однако в этих случаях нет оснований предполагать, что эти тела не были посторогенными.

Что касается магматической активности другого типа, синхронной с внедрением кимберлитов, в районе Корал-Рапидс кимберлиты формируют сложные дайки вместе с мончикитами, а поблизости имеются другие мончикитовые дайки. В кимберлитовом районе Бачелор-Лейк известны спессартитовые дайки, а кимберлиты (?) Кастиньон-Лейк являются частью карбонатитового и меймечитового комплексов.

В штате Нью-Йорк кимберлитовые дайки принадлежат к серии, включающей также альёниты; некоторые кимберлитовые дайки

по простиранню переходят в альнётиты благодаря возрастанию в их составе количества мелилита, а кимберлиты западного Кентукки и южного Иллинойса ассоциируются с малыми интрузиями керсантитов и альнётитов. Интрузии района Эйвон включают также монтичеллитовые альнётиты [531]. Кимберлиты Арканзаса принадлежат к Арканзасской щелочной провинции. Последняя включает в себя комплексы щелочных сиенитов гор Форше, округов Карлсбад и Салайн и Магнет-Ков, где развиты породы типа нефелиновых сиенитов, тингуантов, фонолитов, ювитов, мончикитов и (в Магнет-Ков) карбонатитов. Кроме того, здесь на поверхность выходит много даек уачититов, фурчитов, тингуантов и мончикитов [575], а нефелиновые сиениты и пироксениты вскрыты глубокими скважинами [315]. К юго-востоку, в районе поднятия Монро и купола Джексон, в глубоких скважинах были встречены многочисленные мелкие погребенные интрузии лампрофиров, щелочных базальтов, трахитов, фонолитов и сиенитов [315]. Это согласуется с наблюдениями на поверхности: образование меловой флексуры в бассейне Миссисипи сопровождалось широким развитием недосыщенных кремнеземом изверженных пород. Кимберлиты плато Колорадо пространственно ассоциируются с потоками щелочных базальтов и с интрузиями мончикитов, минетт и вогезитов щелочной провинции Навахо-Хопи; с диатремой Кейн-Валли ассоциируются карбонатиты [392]. Ранее предполагалось, что они относятся к одной фазе магматической активности, но недавние радиометрические работы (обобщенные Незером [439]) указывают на наличие двух периодов вулканизма: одного среднепозднеплейстоценового, когда в районе Хопи-Буттес одновременно с извержением щелочных базальтов произошло внедрение мончикитовой дайки и диатремы, и более древнего среднеолигоценного, когда внедрились кимберлиты вместе с минеттами. Кроме того, кимберлиты Бьюэлл-Парк прорваны минеттовой кольцевой дайкой. Хотя в ассоциации с кимберлитами северного Колорадо и южного Вайоминга не отмечено других пород, они имеются в щелочной провинции Монтана, которая включает Берпо, Хайвуд, Литтл-Роки и Джудит-Маунтинс [343].

2.7. Южная Америка

2.7.1. Гайана

Здесь известны алмазы в аллювиальных отложениях, однако их коренных источников не обнаружено. Многие алмазы происходят из конгломератов и песчаников докембрийской формации Ро-раима.

Прежние сообщения о находках алмазов в габбро не подтвердились [475].

2.7.2. Бразилия

Хотя до открытия южно-африканских месторождений Бразилия была главной алмазодобывающей страной, большинство алмазов здесь имеет аллювиальное происхождение, и лишь совсем недавно появилось сообщение о наличии достоверных алмазоносных кимберлитов. Еще в 1911 г. Дрейпер [162] предположил, что некоторые алмазоносные породы в районе Агуа-Суха и в бассейне реки Багагем представляют собой переработанные кимберлиты, и сообщил о наличии кимберлитов близ Патоса и Короманделя; он также обнаружил интрузию «порфиновых перидотитов» в Абаете. Рима́н [501] описал трубки, выполненные вулканической брекчией, в районе Агуа-Суха и сопоставил эту породу («бебедурит») с кимберлитом. Природа алмазоносных пород Диамантины была объектом дискуссий: Дрейпер [163] и Томпсон [572] полагают, что локально развитые конгломераты являются выходами кимберлитовых диатрем, но Барбоса [28] утверждал, что это детритовые осадки, источником которых являлись докембрийские конгломераты. Подтверждением первого предположения послужил установленный Дрейпером [163] факт, что два из этих выходов связаны дайкой слюдяных пород (кимберлитов?). Он не касался вопроса о том, что некоторые алмазы попали в россыпи из расположенных поблизости альгонкских конгломератов Карайнс и характеризуются значительным износом в противоположность свежим по внешнему облику алмазам из отложений Диамантины. Рима́н [500] также указывал на кимберлиты, развитые совместно с дайками альнётитов, лимбургитов и пикритовых порфиритов в районе Сьерра-дос-Лагес в 100 км к западу от Рио-де-Жанейро.

Недавно в кратких обзорах сообщалось о наличии диатрем в юго-западной части штата Пиауи и в штате Минас-Жераис близ Короманделя; некоторые из них оказались алмазоносными [565]. Их возраст, определенный по циркону, составляет 80—120 млн. лет [124].

2.7.3. Аргентина

Единственная дайка кимберлита, в которой предположительно был идентифицирован алмаз, залегает вблизи от прорванного карбонатитами ультраосновного комплекса в предгорьях Анд к северу от Мендозы [588].

2.8. Косвенные признаки наличия кимберлитов

Согласно современным представлениям, кимберлиты являются единственной первичной породой, содержащей алмазы, хотя известны редкие случаи находок алмазов в телах альпинотипных ультрамафитов и в перидотитовых и эклогитовых включениях

в кимберлитах [129]. Следовательно, можно заключить, что присутствие алмазов в любых современных отложениях или в более древних обломочных осадочных породах является свидетельством наличия более древних кимберлитов, из которых в результате эрозии алмазы поступили в существовавшую систему дренирования. Алмазы известны в докембрийских осадочных породах Бразилии (конгломераты Карайнс), в Южной Африке (конгломераты Витватерсранд), в Индии (конгломераты Виндхаян) и в альгонкских золотоносных конгломератах Пилбары в Западной Австралии. Алмазы были найдены в позднепалеозойских конгломератах Карру в Сомабула-Форест, Зимбабве [362], в третичных алмазоносных гравелитах Квинсленда и Нового Южного Уэльса [121] и в поздне третичных — современных прибрежных отложениях Намибии. Все эти осадки являются зрелыми, хорошо переработанными, перекрывающими архейское основание. Кроме того, многие современные алмазоносные аллювиальные осадки образовались за счет размыва архейских пород, как, например, алмазоносные ледниковые отложения на севере США. Во многих случаях в таких районах кимберлиты еще не найдены (что может означать, что алмазы перетолжены из более древних осадочных формаций), но в некоторых районах, как, например, в Анголе, в Конго и Западной Африке, они были установлены. Следует отметить, что присутствие алмазов в золотоносных гравелитах бассейна реки Лены стимулировало проведение поисков в этом регионе, которые увенчались открытием Якутской алмазоносной провинции.

Тесная связь между россыпными месторождениями алмазов (широкого возрастного диапазона) и архейскими гнейсово-зеленокаменными толщами является предметом дискуссий о возможных источниках алмазов. Хотя эти россыпные алмазы *могли* происходить из кимберлитов, которые еще должны быть открыты или которые уничтожены эрозией, *возможно*, что по крайней мере часть алмазов поступила в россыпи из архейских зеленокаменных поясов; нет причины считать Бирримский зеленокаменный пояс Ганы (в котором имеются значительные концентрации алмазов в метаграувакках [300, 220]) уникальным, и Доусон [129] суммировал весьма скудные в настоящее время сведения о некимберлитовых изверженных породах, являющихся источниками алмазов. Короче говоря, алмазы в этих россыпях не обязательно связаны с кимберлитами.

2.9. Заключение

1. Большинство кимберлитовых тел расположено в пределах стабильных кратонов, которые не испытывали деформаций с докембрия. Интрузии кимберлитов приурочены к районам, которые перед этим претерпели эпейрогеническое флексуобразование и могут ассоциироваться с локальными поднятиями или куполооб-

разными структурами. Они внедрялись в глубинные разломы, которые пересекали наиболее глубокие из известных горизонтов.

2. Кимберлиты также известны в циркумкратонных складчатых поясах, но в этом случае нет данных об их внедрении во время орогенического цикла.

3. На кратонах кимберлиты являются единственными проявлениями очень ограниченной по объему магматической активности. В районах, где фундаментом являются циркумкратонные орогенные пояса, небольшое количество синхронных магматических проявлений представлено неалмазоносными кимберлитами и другими редкими ультращелочными породами, которые также весьма ограничены по объему и содержат большое количество летучих. Тем не менее имеются редкие случаи, как, например, в штате Арканзас, США, когда алмазоносные кимберлиты могли сформироваться в период магматической активности, для которого доминирующими были нефелиновые сиениты или лампрофиры.

4. Кимберлитовый магматизм проявлялся в различные эпохи истории Земли, главная фаза кимберлитообразования приходится на меловой период. Если рассматривать наличие алмазов в докембрийских осадочных породах в качестве свидетельства докембрийской кимберлитовой активности, то, следовательно, такие районы, как Западная Африка и Южная Африка, были местом проявления по крайней мере трех (а возможно, и четырех) периодов кимберлитового магматизма. Имея в виду наличие четко установленных фанерозойских эпох кимберлитообразования в центральных районах США и в Якутии, можно сказать, что некоторые географические регионы, обычно совпадающие с древними кратонами, могут быть названы «кимберлитофильными»; они являлись местами многократного внедрения этих пород в течение длительного периода геологической истории.

ГЕОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Кимберлиты слагают диатремы (трубки), дайки и силлы очень ограниченного размера, известен также один пример кимберлитовой кольцевой дайки в Сьерра-Леоне. (Термины «диатрема» и «трубка» используются в данной работе в качестве синонимов).

3.1. Диатремы

Диатремы имеют тенденцию группироваться в рой или вытягиваться вдоль удлинённых зон. Диатремы на поверхности занимают небольшую площадь, варьирующую от нескольких гектаров до нескольких квадратных метров. Сведения о площадях выхода на поверхность нескольких наиболее известных диатрем приведены в табл. 5. Площади трубок Мвадун и АК/1 наиболее приближаются к истинным размерам диатрем на поверхности, так как эти диатремы эродированы в минимальной степени после их образования; но остальные цифры характеризуют трубки, подвергшиеся эрозии. Небольшая площадь выхода даже крупнейшей трубки подчеркивает незначительный объем кимберлитовых проявлений. В плане очертания диатрем варьируют от округлых или овальных до причудливых амебовидных (рис. 7), а в некоторых случаях можно видеть, что сечение трубки строго контролируется системами трещиноватости вмещающих пород [368, 127]. Другие диатремы, как, например, Мозес-Рок в штате Юта, являются не чем иным, как расширенными дайками, а лопастевидное сечение таких трубок, как Као, Удачная и М'Бо, обусловлено совмещением двух или более диатрем; Илупин и Ровша [288] установили, что более 90 % диатрем Далдынского поля в Якутии являются сдвоенными или парными. Хотя некоторые парные диатремы могут соединяться на глубине в одно тело, в других случаях две части одной диатремы оказываются результатом различных фаз внедрения кимберлита, которые образовали различные типы кимберлитовых пород. Например, кимберлиты западной части трубки Удачная совершенно отличны от пород восточной части [47], как и кимберлиты в главной трубке Летсенг, Лесото, и ее трубке-спутнице (личные наблюдения автора). В вертикальном сечении большинство диатрем имеют форму простого перевернутого конуса, сужающегося книзу (рис. 8 и 10). Однако имеются такие исклю-

Таблица 5

Площади выхода на поверхность некоторых наиболее крупных кимберлитовых диатрем *

Диатремы	км ²
<i>Южная Африка</i>	
Премьер	0,315
Кимберли	0,041
Булфонтейн	0,095
Дютойтспан	0,123
АК/1, Ораца, Ботсвана	1,123
Као, Лесото	0,174
<i>Заир</i>	
Талала	0,50
Камбели	0,26
М'Бо	0,235
<i>Танзания</i>	
Мвадуи	1,414
<i>СССР (приблизительные данные)</i>	
Мир	0,13
Зарница	0,28
Удачная	0,52

* По предварительным данным, площади выхода на поверхность западноавстралийских трубок «А» и «В» составляют 0,45 км² и 0,84 км² соответственно. Сообщалось также, что площадь выхода одной из трубок в этом регионе — 1,8 км².—
Прим. перев.

чения, как спиралеобразные изгибы, а иногда воронкообразное расширение диатремы на поверхности смещено относительно вершины перевернутого конуса (например, трубка Кимберли). Диатрема Весселтон на глубине 760 м раздваивается; одна ее часть выше имеет «слепое» окончание, а другая выходит на поверхность. Контакты диатрем с вмещающими породами в целом очень крутые, порядка 75—85°, и весьма выдержанные, лишь в близповерхностных частях некоторых малоэродированных диатрем (как, например, диатремы Мвадуи) отмечаются пологие контакты [270].

Многие большие диатремы выполнены столбами кимберлитовых пород различных петрографических типов; поздние столбы имеют явно интрузивные взаимоотношения с более ранними.

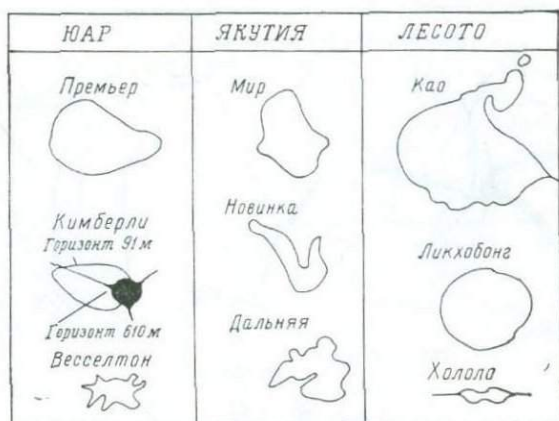


Рис. 7. Контуры выходов на поверхность некоторых кимберлитовых тел.

В трубке Кимберли отмечено 15 таких столбов [595], но большинство диатрем содержит не более 3—4 столбов (рис. 9). Эти различные типы кимберлитов рассматриваются как результат нескольких последовательных извержений.

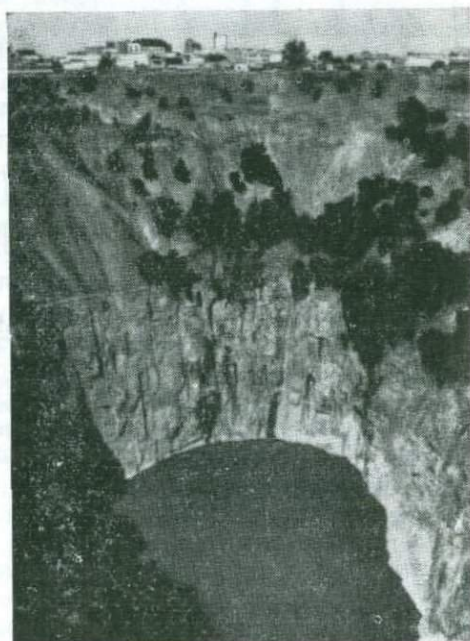


Рис. 8. Биг-Хоул («Большая дыра»), Кимберли, — оработанная кимберлитовая диатрема.

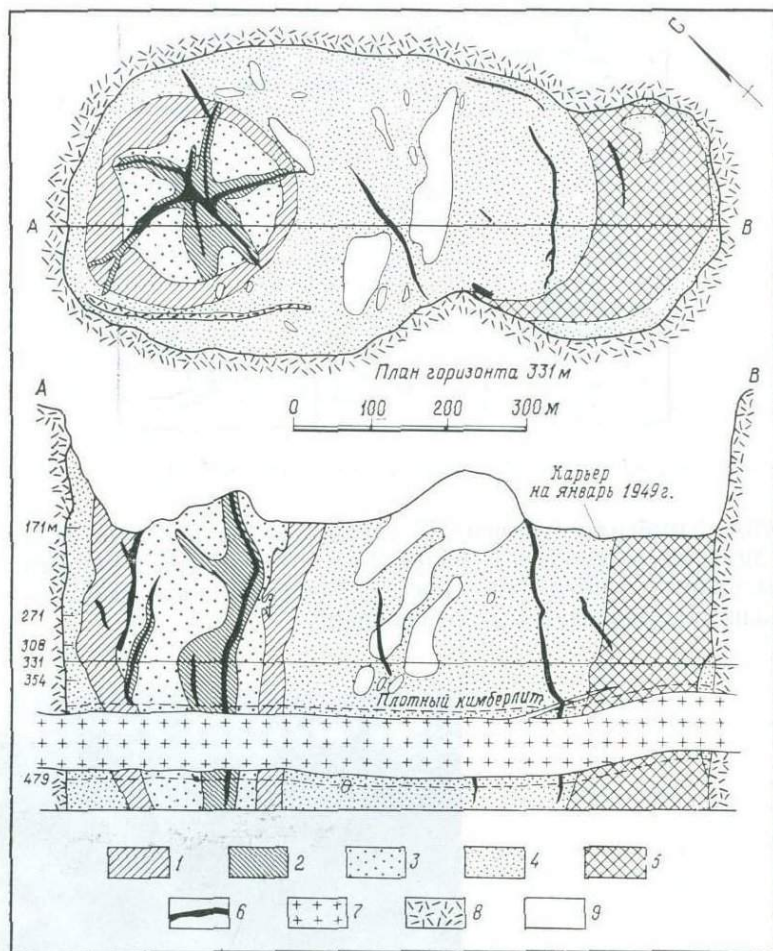


Рис. 9. План и разрез трубки Премьер, ЮАР («Путеводитель первой международной конференции по кимберлитам», 1973 г.).

1 — желтовато-коричневый и зеленый кимберлит; 2 — карбонатизированный кимберлит; 3 — черный кимберлит; 4 — серый кимберлит; 5 — коричневый кимберлит; 6 — карбонатные дайки; 7 — габбровый силл; 8 — вмещающие породы (фельзиты и нориты); 9 — перемещенные кварциты Уотерберг.

3.2. Дайки

Могут наблюдаться как единичные дайки, так и рой параллельных даек; на руднике Де-Бирс имеется сложная дайка, образовавшаяся в результате многократного внедрения кимберлитовой магмы [161]. Для некоторых даек характерной чертой яв-

ляется значительная выдержанность, хотя они обычно имеют мощность не более 1—2 м (редко до 10 м). Например, одна из даек в районе Винбург, ЮАР, прослежена на 65 км, а другая дайка, расположенная юго-западнее Кимберли, несмотря на то что имеет мощность не более 1 м, протягивается на 30 км. Такая же выдержанность даек наблюдается и на глубину. Вагнер [595] на руднике Булфонтейн описал метровую дайку, мощность которой имела небольшие вариации до глубины 350 м.

По простиранию даек иногда встречаются более мощные тела кимберлитов, которые называют расширениями даек, хонолитами или, используя выразительный язык геологов-разведчиков, раздувами (blow). Они никогда не связаны с поверхностью, являясь линзовидными расширениями даек; отличаются от диатрем линзообразной формой как в вертикальном, так и в горизонтальном сечении; не имеют в своем составе брекчий и не содержат обломков перекрывающих пород, как это имеет место в телах настоящих диатрем.

3.3. Силлы

Кимберлитовые силлы встречаются значительно реже, чем диатремы и дайки. Их относительная редкость связана, в частности, с тем, что для доступности наблюдению уровень современного эрозионного среза должен совпадать с уровнем внедрения этих тонких горизонтальных тел. Несмотря на это, кимберлитовые силлы известны в районе Кимберли, ЮАР, в Зимбабве, в районах Сингида и Кимали, Танзания [269], и в юго-западной Гренландии [16]. Кроме того, в Бакванге, Заир, в вертикальных разрезах через некоторые кимберлитовые диатремы обнаружены пологозалегающие пластовые тела мощностью до нескольких десятков метров, протягивающиеся за пределы диатрем на несколько тысяч метров; эти специфические тела приурочены к контакту между породами основания и перекрывающими их неконсолидированными мезозойскими осадками и рассматриваются Мейером де Стадельхофеном [410] в качестве эффузивных, а не интрузивных. В некоторых случаях имеются указания на тектонический контроль размещения кимберлитовых силлов, например, в юго-западной Гренландии и в районе Сингида, Танзания, где пластовые интрузии кимберлитов выполняют горизонтальные трещины в сильно трещиноватых гранитах, или в районе Кимберли, где пластовая интрузия долеритов играет роль «экрана». Мощности кимберлитовых силлов сильно варьируют даже на небольшой площади, утоняясь к краям тел. Например, в районе Кимберли силл Весселтон-Флоорс имеет в своей центральной части мощность 45 м, а к краю сильно утоняется, продолжаясь во вмещающих породах в виде тонкого прожилка [269].

3.4. Взаимоотношения диатрем, даек и силлов

Некоторые диатремы (например, Кимберли) были отработаны достаточно глубоко, чтобы можно было обнаружить их переход на глубине в дайки или группы даек, пересечения которых являются причиной появления диатрем. Имея также примеры взаимоотношений кимберлитовых диатрем и даек в сильно расчлененном горном районе Лесото [126], можно определенно заключить, что зоны кимберлитовых диатрем являются поверхностным выражением даек на глубине, и кажущееся случайным распределение их в зонах обусловлено наличием близповерхностных ослабленных зон. Кроме того, можно сказать, что диатремы проникают далеко вверх над общим уровнем распределения даек, однако последние близ корней диатрем частично поднимаются (рис. 10). Одной довольно постоянной особенностью является то, что диатремы часто обнаруживают секущие взаимоотношения с так называемыми антецедентными дайками Вагнера [595]. До сих пор принималось, что диатремы лежат на дайках и генетически связаны с ними. Однако если учесть, что диатремы развиваются *над общим уровнем подводящих даек* (см. ниже), то, следовательно, диатремы не могут быть непосредственно связаны с расположенными относительно выше антецедентными дайками, несмотря на их пространственную ассоциацию; более того, диатремы прорывают дайки и обычно сложены совсем иным типом кимберлита [126, 311]. Это означает, что антецедентные дайки являются представителями более раннего эпизода внедрения даек, которые достигли более высокого уровня по сравнению с дайками — подводящими каналами диатрем; их тесная пространственная связь может быть объяснена тем, что обе серии даек использовали для внедрения одни и те же или смежные трещины. Вопрос о временном интервале между внедрениями этих двух систем даек остается открытым, хотя здесь, по аналогии с внедрением различных столбов кимберлита в одной диатреме (см. выше), можно предположить небольшую разницу во времени. Тем не менее Клемент и др. [104] сообщили о докембрийских (1800 млн. лет) ультрамафических дайках в районе Кимберли, имеющих признаки кимберлитов, одна из которых пересекается трубкой Весселтон. Раздробленный материал в диатремах также может быть пересечен более поздними дайками, сложенными массивными кимберлитами или кимберлитовыми туфизитами, которые иногда продолжают во вмещающие породы. Поздние дайки могут быть простыми плоскими телами или иметь изгибы при пересечении трубки; на руднике Премьер поздняя обогащенная кальцитом дайка в западной части рудника направлена по радиусу от вертикального центрального столба.

Для большинства кимберлитовых силлов подводящие дайки не установлены. Однако Вагнер [595] на руднике Камфердам

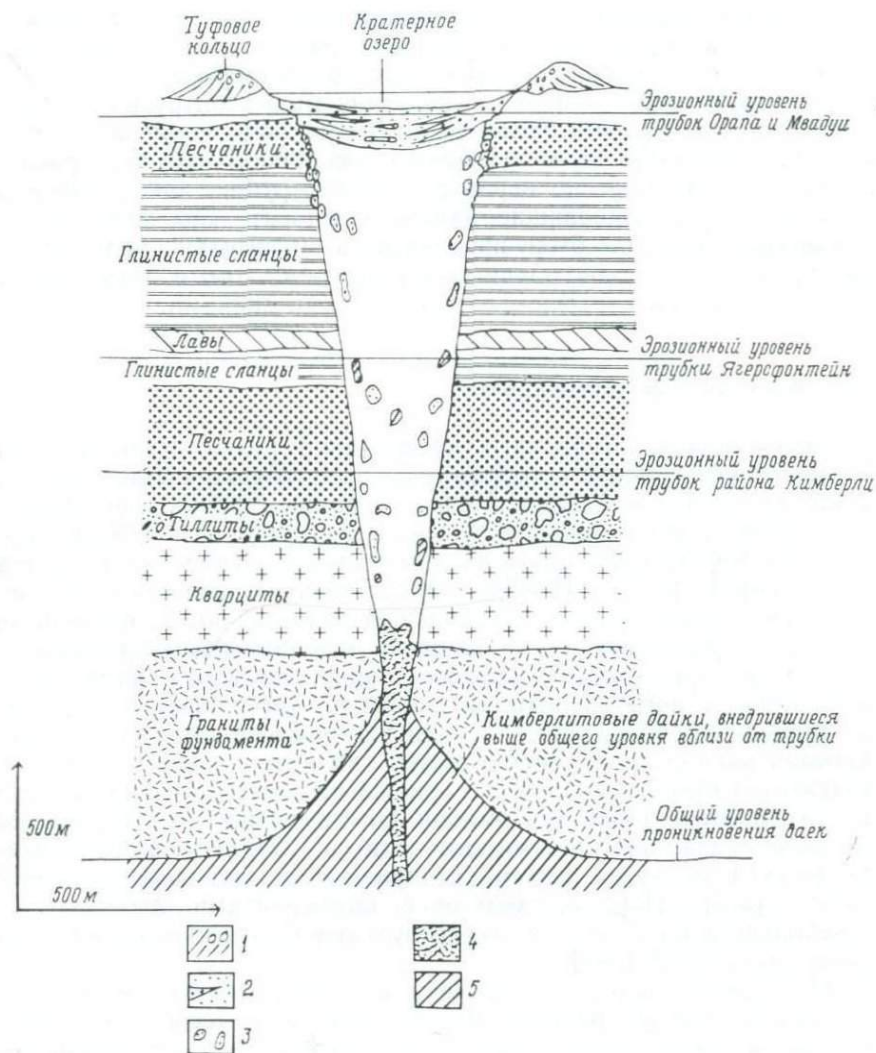


Рис. 10. Обобщенная модель кимберлитовой диатремы и подводящих даек (основана на моделях Доусона [129] и Хоторна [270]).

1 — отложения туфового кольца; 2 — крупно- и мелкозернистые осадки; 3 — агломераты и туфы; 4 — массивная брекчия; 5 — дайка.

в районе Кимберли отмечает кимберлитовую дайку, выводящую небольшой силл в хорошо стратифицированные вмещающие сланцы, а силл Солтпептерпан к югу от Кимберли, как было установлено, расположен над меридиональной подводящей дайкой [269].

Обращая внимание на взаимоотношения диатрем и силлов в районе Кимберли, Вагнер [595] показал, что силлы, расположенные во вмещающих породах диатремы Камфердам, являются продуктом более ранней фазы внедрения малых интрузий кимберлитов высокого уровня. Кроме того, Хоторн [269] сообщает о ряде силлов, выходящих на современную поверхность, которые расположены на 700 м выше перехода таких трубок, как Кимберли и Весселтон, в подводящие дайки. Следовательно, подводящие дайки силлов должны были проникать на значительно более высокий уровень, чем подводящие дайки диатрем; этим и объясняются взаимоотношения диатрем с antecedentными дайками.

3.5. Экструзивные кимберлиты

Экструзивные кимберлиты чрезвычайно редки. Единственный пример кимберлитового туфового кольца известен близ Касмы в 140 км к югу от Кейеса, Мали, Западная Африка, где небольшая трубка с трех сторон окружена латеритизированным кимберлитовым туфом мощностью до 4 м (личное сообщение Герритса [см. 270]). В районе Игвиси-Хиллс, Танзания, известны три небольших туфовых конуса и небольшой лавовый поток, сложенные породой с фенокристаллами оливина и перидотитовыми ксенолитами (некоторые из них содержат пироп, энстатит, хромдиоксид и флогопит), погруженными в основную массу, которая состоит из карбоната, серпентина, шпинели и перовскита; лава благодаря взаимно параллельной ориентировке табличек кальцита обладает трахитовой структурой и очень похожа на кимберлит силлов района Бенфонтейн [492]. В Намибии лавы вулкана Гросс-Бруккарос также обладают признаками кимберлитов [298, 190], а криптовулканический купол на ферме Хатциум рассекается кимберлитовой дайкой [273]. Породы, сходные с кимберлитами, наблюдаются в небольшом подчиненном жерле вулкана Солтпетрекоп, Капская провинция, ЮАР [393].

По наличию пироба, ильменита и ультраосновных ксенолитов туфогенные породы районов Морото, Уганда, и Лесорогои, Кения, близки к кимберлитам [445]. Однако на том же основании Никсон [446] относил породы вулкана Лашайне к кимберлитам, но в действительности экструзивные породы Лашайне являются анкарамитовыми и карбонатитовыми туфами [147]; поэтому идентификация пород как «кимберлитов» на основании вышеуказанных критериев должна проводиться с осторожностью. (Можно указать на аналогичный пример первоначального отнесения альнейтов Малаиты к «кимберлитам» на основании тех же критериев; см. выше).

Другой породой, которую принимают за экструзивный аналог кимберлитов, является меймечит — ультраосновная лава, впервые

обнаруженная в северо-западной Сибири в переслаивании с пикритами, нефелинитами, мелилититами, лимбургитами и авгититами [84]; предположение о ее родстве с кимберлитами было отвергнуто на основании петрографических и химических данных [176, 133, 369]. Более того, хотя тектоническое положение сибирских меймечитов на Анабарском кратоне схоже с положением большинства кимберлитов, недавно открытые на Камчатке меймечиты [375] находятся в нетипичной для проявления кимберлитов обстановке; правильнее относить меймечиты к обедненным щелочами и обогащенным оливином пикритам [176].

3.6. Воздействие кимберлитов на вмещающие породы

3.6.1. Физическое воздействие

Чаще всего контакты между кимберлитами и вмещающими породами весьма резкие, хотя в случае очень сильно раздробленных вмещающих пород в периферических частях некоторых диатрем имеется нечеткая зона, в которой захваченный кластический материал вмещающих пород очень тесно смешан с кимберлитовым материалом.

Как было отмечено выше, форма некоторых кимберлитовых диатрем в плане обусловлена системами трещин во вмещающих породах, и в этих случаях не наблюдается изгибания или воздымания вмещающих пород. Заметим, однако, что близ Хатциума, Намибия, кимберлиты внедрены в криптовулканический купол и что при моделировании процесса становления диатремы Вулси и др. [612] обнаружили наличие поверхностного воздымания перекрывающих пород, а также кольцевые и радиальные нарушения близ диатремы на первых стадиях ее внедрения. Отсутствие куполообразования и радиальных трещин близ известных кимберлитовых трубок может быть связано с их сильной эродированностью. В некоторых случаях мягкие осадки (в особенности глинистые сланцы) могут быть задраны на контакте с кимберлитами, хотя уже на расстоянии 5—10 м от контакта нельзя обнаружить никаких нарушений их залегания. Это чисто поверхностный эффект, объясняемый расширением кимберлита в верхней части диатремы в результате выветривания; на глубинах около 10—15 м вмещающие породы принимают свое нормальное положение. Такая приповерхностная деформация не проявляется, когда вмещающие породы жесткие, упругие, как песчаники, базальты и граниты. Тем не менее в некоторых жестких вмещающих породах видна вертикальная или наклонная штриховка, которая обязана своим происхождением выпаживанию вмещающих пород твердыми ксенолитами, содержащимися в кимберлитах, подвергшихся расширению в зоне выветривания.

3.6.2. Метасоматоз

Как и следует ожидать, на контакте вмещающих пород с такими богатыми летучими интрузивными породами, как кимберлиты, весьма обычны проявления метасоматоза. В Лесото вокруг некоторых кимберлитовых диатрем во вмещающих базальтах отмечаются цеолитизация и гидротермальные изменения [126, 188], во многих случаях силицификация и кальцификация обуславливают увеличение прочности вмещающих пород. Имеются также примеры проявления исключительно водного метасоматоза; особенно яркий пример представляют брекчии замещения (их местное название — брекчии Мак-Кьюэна), образовавшиеся на контакте диатремы Мвадуи, Танзания; плохо сортированные угловатые обломки свежих или измененных вмещающих гранито-гнейсов сцементированы ярко-зеленым мелкозернистым агрегатом измененного полевого шпата, каолина, галлуазита, серицита и перовскита [171]. Вышеприведенные примеры метасоматоза могут быть отнесены к гидротермальным проявлениям, однако имеются также редкие примеры более высокотемпературного метасоматоза. Щелочной метасоматоз (фенитизация) вмещающих гранитов, превративший их в микроклин-арфведсонитовую породу, отмечен на контакте дайки Тубабуко, Берег Слоновой Кости [316], а новообразование рибекита в метавулканических породах известно на контакте обогащенного кальцитом кимберлита в районе Лесье, Квебек, Канада.

Влияние процессов метасоматоза на ксенолиты обсуждается ниже, в главе, посвященной ксенолитам.

3.6.3. Термальное воздействие

В историческом аспекте гипотезы о природе и механизме внедрения кимберлитов основаны главным образом на наблюдениях на главных алмазодобывающих рудниках Южной Африки. Наблюдения показали, что кимберлиты преимущественно представляют собой брекчии; другим важным выводом явилось то, что кимберлиты внедрялись в холодном виде. Последний вывод базируется на отсутствии термального воздействия на вмещающие породы и ксенолиты в диатремах; даже битуминозные сланцы не испытывали достаточного нагрева, чтобы в них образовались гидрокарбонаты. Такие наблюдения действительно имелись, однако при этом за ними оставались в тени менее яркие, но несравненно более важные факты, на основании которых Вагнер в 1914 г. [595] предположил существование горячего кимберлита. Эти ранние взгляды совместно с более поздними наблюдениями были обобщены Доусоном и Хоторном [137]. В результате можно убедительно продемонстрировать, что чувствительные к температурному воздействию вмещающие породы подвергаются заметному тер-

мальному воздействию на контакте с кимберлитовыми дайками и силлами, особенно в тех случаях, когда последние содержат много слюды и кальцита. Глинистые сланцы и алевролиты превращаются в роговики, а карбонаты и песчаники рекристаллизуются в мраморы и кварциты. Контраст между наличием таких термальных эффектов в контактах массивных кимберлитовых даек и силлов с их отсутствием вокруг выполненных брекчиями диатрем является важной особенностью, свидетельствующей о механизме внедрения кимберлитов. Мы вернемся к обсуждению этого

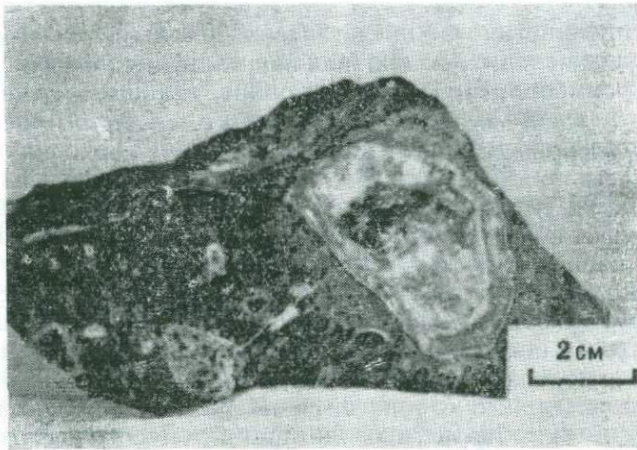


Рис. 11. Обломок термально-метаморфизованного доломита в кимберлите из трубки Премьер. Хорошо видна концентрическая зональность. Темная внутренняя зона сложена гроссуляром и диопсидом.

вопроса позже. Помимо термального воздействия на вмещающие породы имеются данные о термальном метаморфизме ксенолитов в диатремах. Вагнер [594] описал термальный метаморфизм включений глинистых сланцев и доломитов в кимберлитах трубки Премьер; в глинистых сланцах развиваются авгит и гранат, а в доломитовых ксенолитах, превращенных в крупнозернистые мраморы, присутствует гроссуляр (рис. 11). Кроме того, Харьков [310] описал метаморфизованные ксенолиты мергелистых пород в трубках Новинка, Комсомольская и Зимняя в Якутии. Некоторые из этих ксенолитов концентрически зональны, с мергелем в центре, отделенным от андрадит-куспидиновой оболочки промежуточной андрадит-куспидин-монтichelлитовой зоной. Другие ксенолиты имеют хорошо выраженную слоистость, в которой слои гранат-куспидинового и гранат-куспидин-монтichelлитового состава перемежаются со слоями неизмененного мергеля. Некоторые

ксенолиты непосредственно на контакте с кимберлитом не обнаруживают слонистости, а полностью состоят из гранат-куспидинового агрегата. Следует, однако, отметить, что нет никаких свидетельств того, что метаморфизм ксенолитов как в Якутии, так и в трубке Премьер имел место *внутри диатремы*; возможно, он происходил в субдиатремных дайках до того, как ксенолиты вместе с кимберлитом попали в диатремы.

3.7. Внедрение кимберлитовых диатрем

В течение многих лет представления о внедрении кимберлитовых диатрем находились под влиянием двух положений, относящихся к кимберлитам, выполняющим главные алмазоносные диатремы Южной Африки: а) кимберлит является преимущественно обломочной породой; б) это в основном «холодная» порода, так как даже весьма чувствительные вмещающие породы и ксенолиты не несут следов термального воздействия. Эти наблюдения привели некоторых геологов к предположению о том, что кимберлиты внедрялись либо как холодная «каша», аналогично альпийно-типным перидотитам [413], либо как холодная газонасыщенная масса, проникающая к поверхности, а затем извергающаяся на поверхность с последующим падением обломочного материала обратно и заполнением им тела диатремы [122, 307]. Эти гипотезы игнорировали данные о горячей кимберлитовой магме в дайках и силлах. В кимберлитовых диатремах Лесото Доусон [127] наблюдал различные факты, не совместимые с гипотезой эксплозивного проникновения кимберлитов или их становления путем обрушения кровли: формы жерл в значительной степени зависят от трещин и имеет место неполный отрыв обломков вмещающих пород. Большие массы пород («плавающие рифы»), погруженные в диатремы, обычно располагаются согласно своей первоначальной ориентировке (рис. 9). Следует указать еще на две особенности: а) ксенолиты из определенных горизонтов обычно концентрируются в определенных участках и б) многие диатремы состоят из нескольких столбов кимберлита; все это противоречит концепции о падении случайно ориентированного материала после извержения обратно в диатрему. Доусон [127] заключил, что эти особенности больше согласуются с флюидизацией — процессом, при котором обломочный материал транспортируется быстро движущимся газовым потоком; впервые это было постулировано Клоосом [105] для объяснения аналогичных особенностей туфовых трубок Швабии. Сейчас это подтверждается моделированием процесса флюидизации по Вулси и др. [612]. Однако, если Клоос и Доусон полагали, что внедрение путем флюидизации происходило в результате суспендирования твердой фазы в газе (CO_2 и H_2O), Клемент [103] представил хорошие свидетельства того,

что по крайней мере часть флюида является обогащенной кальцием жидкостью, которая отделилась от продвигавшегося кверху кимберлита в результате несмесимости.

В качестве комбинированной модели внедрения кимберлитов можно представить, что обогащенная кальцием кимберлитовая магма, содержащая мегакристаллы и ксенолиты, быстро внедрялась по системе глубинных разломов; эти разломы, возможно, образовались в результате разгрузки напряжений [14]; скорость подъема должна была быть достаточно большой, чтобы предотвратить отсадку тяжелых ксенолитов перидотитов и эклогитов, а также чтобы избежать полного растворения или графитизации алмазов. Затем в тех местах, где подъем к поверхности наиболее обогачен (пересечение зон нарушений, главные литологические контакты) и, возможно, где уровень грунтовых вод наиболее понижен, кимберлиты прорываются на поверхность с глубин 2—3 км. Такая глубина определяется двумя независимыми путями: а) независимо от температуры удельный объем растворенных воды и CO_2 резко возрастает при давлениях 0,4—0,8 кбар, что приблизительно соответствует глубинам 1,5—3 км [133]; б) отработанная трубка Кимберли протягивается вглубь от уровня современного эрозионного среза на 800 м, а если к этому прибавить 1600 м (получено путем расчетов), срезаемых эрозией [275], первоначальная глубина трубки составит 2,4 км. Адиабатическое расширение растворенной в магме CO_2 и поглощение тепла грунтовыми водами могли обусловить быстрое охлаждение (согласующееся с отсутствием следов термального метаморфизма) и быструю транспортировку вверх глубинного материала; Мак-Гетчин [388] подсчитал, что скорость движения флюидизированного материала у поверхности составляла около 400 м/с. Первичное взрывное жерло могло продолжаться вверх благодаря разрушающему воздействию флюидизированного обломочного материала, особенно эффективному при наличии трещин во вмещающих породах; расширение жерла могло быть связано с отчленением от его стенок крупных обломков вмещающих пород («плавающих рифов»); отщепление вмещающих пород возможно также в начальную стадию внедрения. Для «слепых» диатрем, как, например, для одного из тел трубки Весселтон, должны быть приняты во внимание возможности псевдообрушения, вероятно, в результате гидравлического трещинообразования. В некоторых случаях более поздние пульсации продуцируют дополнительные столбы туфов или дайки туффзитов, хотя пустоты или трещины консолидации в кимберлитовом жерле могут быть заполнены спокойно поднимающейся кимберлитовой магмой, формирующей штоки или дайки гипабиссальных фаций кимберлитов или кимберлитовых брекчий.

Полная картина представляет собой диатрему, возвышающуюся над общим уровнем внедрения даек и поверхностное ее

выражение — кольцо кимберлитового туфа, окружающего депрессию кратерного озера (рис. 10).

В модели внедрения кимберлитовых диатрем путем флюидизации очень важна роль летучих. После того как было установлено отделение газов из поднимающегося кимберлита [127], Клемент [103] пришел к предположению о доэруптивной стадии, когда обогащенный карбонатами ликвид образует особую, насыщенную летучими несмешивающуюся зону на фронте поднимающегося кимберлита; она является источником в высокой степени сконцентрированного флюида. В то время как большая часть карбоната имеет, вероятно, магматическое происхождение (хотя его состав позднее изменился под влиянием близповерхностных вод), соотношения изотопов водорода и кислорода в серпентине и слюде из основной массы кимберлита четко указывают на то, что большая часть «гидротермальной» воды в них имеет поверхностное, а не глубинное мантийное происхождение [527]; поглощение воды на высоких уровнях объясняет также сильную серпентинизацию оливина и относительно невысокое содержание воды в общих анализах проб многих кимберлитов гипабиссальной фации. Короче говоря, существует тесная связь между образованием диатрем, интенсивной гидратацией и мобилизацией воды с изотопными параметрами, соответствующими поверхностным водам, а не мантийным.

Наконец, имеется свидетельство того, что после интрузивной активности жерловый материал в диатремах уплотняется; это являлось причиной образования мелкой внутренней трещиноватости и смещений. В Бушменленде, ЮАР, в некоторых небольших диатремах кимберлиты перекрыты более чем 250-метровыми толщами озерных осадков [110]; трудно представить, чтобы такие маленькие трубки оставались открытыми на столь большую глубину в течение длительного времени. Более удовлетворительное объяснение можно получить, предполагая длительное, постепенное уплотнение кимберлита, обеспечившее длительное существование локального седиментационного бассейна.

ПЕТРОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ

4.1. Введение

Кимберлит представляет собой петрографически сложную, гибридную горную породу, поскольку он состоит не только из фаз, закристаллизовавшихся из жидкой магмы, но также из поликристаллических фрагментов или отдельных кристаллов, происходящих из раздробленных ксенолитов разных типов. Здесь уместно отослать читателя к гл. 7, в которой описываются минералы, происходящие из ксенолитов. Одной из главных характеристик особенностей кимберлита является его неравномернокзернистая структура, обусловленная ксенолитами и мегакристаллами разнообразных минералов, включенными в тонкозернистую основную массу, содержащую микровкрапленники. Термин «мегакристалл» употребляется здесь преднамеренно, чтобы не вкладывать какой-либо генетический смысл, так как детальные минералогические исследования показали, что в кимберлите эти крупные кристаллы могут быть как ксенокристаллами, так и вкрапленниками, возникшими при высоком давлении. Мегакристаллы, которые в исключительных случаях достигают величины 15 см, но чаще всего имеют размер 0,5—3 см, обычно представлены оливином (или серпентином), пикроильменитом, слюдой, пироксеном и гранатом. Они заключены в матрице из карбоната и минералов группы серпентина, которая в свою очередь содержит в самых разных пропорциях микровкрапленники слюды, шпинели, перовскита и редких диопсида и монтичеллита. Матрица, или основная масса, по цвету меняется от светло-желтой до темно-зеленой или черной в зависимости от типа и соотношения присутствующих фаз. Здесь были упомянуты только наиболее распространенные фазы, а их более полный список будет дан в следующей главе. В качестве редкого акцессорного минерала может присутствовать алмаз. И хотя Льюис [350] в своем первом определении кимберлита особенно обращал внимание на алмаз, как на одну из существенных составных частей этой породы, Доусон [129] полагает, что алмаз не является существенным и обязательным минералом, и расширяет этот термин так, что он охватывает многие так называемые слюдяные перидотиты, которые во всех остальных отношениях (способ проявления, тектоническая позиция, минералогия, петрография и геохимия) похожи на кимберлит.

Мегакристаллы обычно имеют округленную форму и обнаруживают реакционные взаимоотношения с матрицей: например,

оливин может частично или полностью замещаться минералами группы серпентина или карбонатами, пикроильменит окаймляется перовскитом, гранат облекается оболочкой келифита (тонкозернистый агрегат листовых силикатов и шпинели), а флогопит — гидрослюда. В этом широком понимании кимберлиты из определенных интрузий петрографически вполне различимы по цвету матрицы, по их плотности, по типу, размеру, относительным пропорциям и степени изменения мегакристаллов, по типу и размеру ксенолитов. Поразительным примером служит кимберлит из рудника Монастери, ЮАР, в котором крупные (>5 см) мегакристаллы пикроильменита, пироксена, коричневого оливина и красновато-коричневого граната заключены в светло-зеленую матрицу с высоким содержанием слюды. Существенная особенность кимберлита заключается в том, что в его состав входят тугоплавкие мегакристаллы, находящиеся в матрице низкотемпературных минералов, с которой они реагируют в той или иной степени.

Присутствие больших количеств флогопита в матрице некоторых кимберлитов было впервые использовано Вагнером [595] для подразделения кимберлитов на базальтоидные (1) и слюдяные, или «лампрофировые» (2), хотя он не указывал, какое именно модалное содержание флогопита в породе требуется для отнесения ее к той или иной разновидности. Позже Рабкин и др. [483] предложили слюдяными называть породы, в которых флогопит составляет больше 5 % мегакристаллов или же «значительную часть основной массы». Фактически же существует постепенный переход от кимберлитов, не содержащих флогопита, до таких, как кимберлиты района Бошоф в Южной Африке, которые содержат в основной массе более 50 % флогопита. Так как любые точные цифры были бы в высшей степени произвольными, в частности из-за меняющихся соотношений между ксенолитами, мегакристаллами и основной массой в кимберлитах, на практике термин «слюдяной» можно применять к породам, в образцах которых глаз отмечает блеск основной массы. Что же касается термина «базальтоидный», то он устарел. Будучи пригодным для полевых описаний некоторых кимберлитов, выглядящих в поле темными и неравномернозернистыми, термин «базальтоидный» подразумевает присутствие плагиоклаза, который в кимберлите не содержится (за исключением очень редких ксенокристаллов). Мы предлагаем также породы, не слишком богатые слюдой, называть просто кимберлитами. Следующий тип кимберлита, «карбонатитовый», был выделен Мальковым [371] в связи с тем, что в некоторых кимберлитовых интрузиях иногда присутствует магматический кальцит (а не гидротермальный или вторичный). И опять-таки на практике содержание этого первичного кальцита широко варьирует от интрузии к интрузии, что затрудняет идентификацию кимберлитов как «карбонатитовых» по содержанию

кальцита. В действительности этот тип характеризуется изотопными отношениями кислорода и углерода и морфологией карбоната, а не количеством последнего [138]. Скиннер и Клемент [532] выделили пять основных разновидностей кимберлитов, основываясь на преобладании одного из пяти главных минералов в матрице: флогопита, кальцита, серпентина, диоксида и монтчеллита. Присутствие или отсутствие некоторых из этих «ключевых» минералов зависит от механизма внедрения (см. выше) и парциального давления летучих. Например, «монтчеллитовый кимберлит» может быть превращен в «серпентиновый кимберлит» или в «кальцитовый кимберлит» в зависимости от условий во время внедрения, но все же предложенные термины полезны, если они используются как чисто описательные и если признается тот факт, что эти кимберлиты могли образоваться в результате изменения первичных кимберлитов другого состава. Тот факт, что «карбонатитовый кимберлит» большей частью ограничен в своем распространении дайками и силлами и не встречается в диатремах, позволяет полагать, что этому типу кимберлита свойственна гипабиссальная обстановка формирования (когда сохраняется первичный карбонат).

Можно отметить, что, по-видимому, существуют петрографически отличающиеся кимберлитовые провинции. В Южной Африке, например, слюдяные кимберлиты преобладают в районах Баркли-Уэст, Бошоф и Терон, тогда как малослюдяные кимберлиты преобладают в районах Кимберли и Лесото. В Якутии бесплодные кимберлиты встречаются на площади Алакит—Далдын—Вилюй в южной части Сибирской платформы, тогда как в ее северной части, в районе Анабар—Оленёк, кимберлиты большей частью слюдяные [416].

Помимо минерального состава на внешний облик кимберлита могут оказывать влияние еще две характеристики: степень выветривания и структура, которая является прямым отражением механизма внедрения. Выветривание вызывает появление в пределах одной интрузии нескольких типов кимберлитов. На поверхности кимберлит может быть окислен и разложен, и такому кимберлиту горняки дали выразительное название «желтая земля». На глубине он сменяется «синей землей», которая представляет собой ту же породу, но лучше сохранившуюся. Еще ниже находится твердый неизменный кимберлит, который называют «хардбанк»; часто он содержит много кальцита. Распространение этих трех широко распространенных типов пород контролируется глубиной проникновения поверхностного выветривания и наличием систем трещиноватости, определяющих просачивание грунтовых вод, причем оба фактора весьма изменчивы. Например, в жарком и влажном климате Западной Африки желтая земля может распространяться до глубины 100 м [186], тогда как в Якутии, где климат ни в коей мере не способствует химическому выветриванию, зона желтой

земли фактически отсутствует. Помимо этого, не исключено, что в краевых зонах некоторых даек и силлов желтая земля может быть первичной по происхождению, обусловленной гидратированием и окислением во время внедрения кимберлита и его взаимодействием с обводненными осадками.

Что касается текстуры кимберлита, то в силу исторических причин представления о природе кимберлита и способе его внедрения в течение многих лет находились под сильным влиянием наблюдений, выполненных над обломочными кимберлитами главных алмазоносных диатрем Южной Африки, что и создавало впечатление будто все кимберлиты являются обломочными породами. (Эти характерные особенности были отмечены в предыдущей главе.) Правильнее различать два главных текстурных типа кимберлитов [137].

4.2. Диатремовые фации кимберлита

Этот кимберлит является существенно обломочным и состоит из обломков самого кимберлита, ксенолитов вмещающих пород, глубинных ксенолитов, единичных кристаллов или спайных выколков, которые цементируются низкотемпературными минералами гидротермального типа (рис. 12 и 13). По классификации Рабкина и др. [483], *кимберлитовый туф* на 60—90 % состоит из обломков кимберлита и вмещающих пород, сцементированных гидротермальными минералами, причем ксенолитового материала в общем объеме меньше 5 %, а название дается по преобладающему типу кимберлита в обломках (например, слюдистый кимберлитовый туф). *Туфобрекчия* содержит переменные количества обломков вмещающих пород, и, если они преобладают, брекчия называется ксенотуфобрекчией. Как туфы, так и туфобрекчии делятся на мелко-, средне- и крупнообломочные (<1; 1—5; >5 см). В туфах и туфобрекчиях фактически нет преобладающей ориентировки разновеликих обломков и минералов, и в частности чешуйки слюды в основной массе ориентированы случайным образом.

Здесь следует еще раз повторить, что в некоторых кимберлитовых диатремах можно различать несколько типов обломочного кимберлита, которые различаются по цвету, минеральному составу, содержанию и типу ксенолитов, а также по типу и содержанию алмазов.

Особой разновидностью кимберлита, ограниченной в своем распространении главным образом диатремами, является *автолитовый кимберлит*. Значение, в котором этот термин применяется сейчас, отличается от предложенного Рабкиным и др. [483], которые использовали его для породы, состоящей из обломков кимберлита одной разновидности в кимберлите другой разновидности, что обусловлено двумя эпизодами кимберлитовой актив-

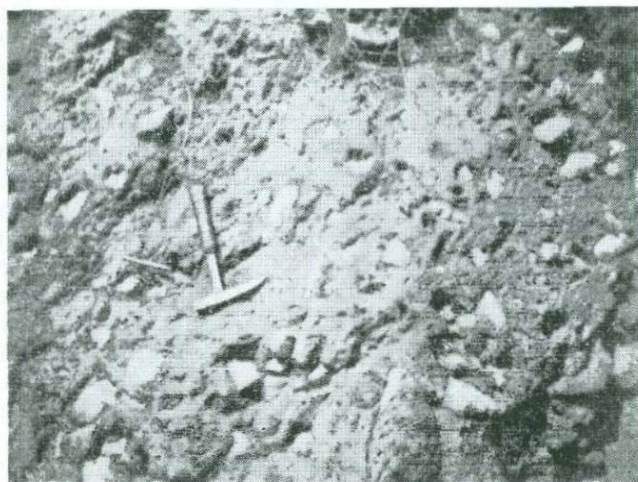


Рис. 12. Фотография обнажения кимберлита, иллюстрирующая его конгломератоподобный внешний вид, обусловленный присутствием разного рода ксенолитов. Трубка Малибаматсо, Лесото.

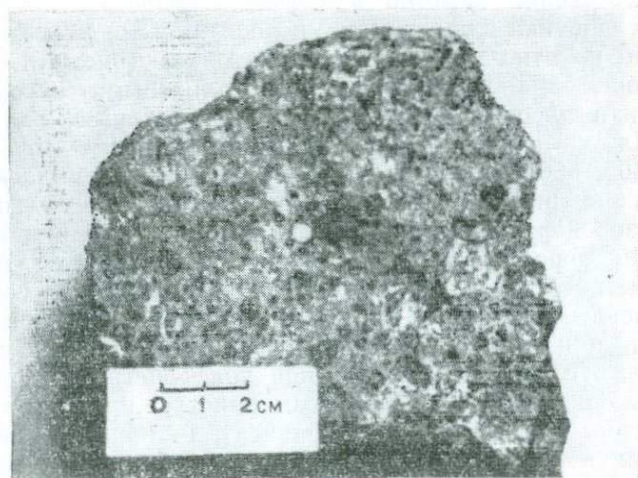


Рис. 13. Кимберлит из рудника Ягерсфонтейн с типичной для этой породы неравномернозернистой структурой, обусловленной присутствием мегакристаллов оливина.

ности. Автолитовые кимберлиты, хотя и не признававшиеся сначала в качестве таковых, впервые были описаны Вагнером [595], когда он ссылаясь на «псевдоконгломераты», включающие пятисантиметровые кимберлитовые комья, сцементированные более грубозернистым кимберлитом, в юго-восточной части трубки Кимберли, на горизонте 975 м (3250 футов). Значительно позднее эта разновидность была установлена в трубке Чомур, Якутия [416], а также среди ряда кимберлитов Лесото и Южной Африки. Теперь автолитовый кимберлит рассматривается как такая разновидность, в которой эллипсоидальные или округлые тела мелкозернистого кимберлита (автолиты) находятся в матрице обломочного или же более крупнозернистого массивного кимберлита и которая имеет вид псевдоконгломерата, где кимберлит цементируется кимберлитом (рис. 14). Под действием выветривания предпочтительно удаляется более крупнозернистая связующая масса, а более устойчивые мелкозернистые автолиты остаются в виде отдельных округлых обособлений. Многие автолиты имеют ядра, вокруг которых происходило нарастание мелкозернистого кимберлита. Ядра могут представлять собой единичные кристаллы или ксенолиты глинистого сланца, долерита или перидотита диаметром до 15 см. Обычно объем кимберлита в таких автолитах обратно пропорционален размеру ядер, так что на некоторых крупных ксенолитах кимберлит образует лишь тонкую обволакивающую пленку. В кимберлите кристаллы концентрически располагаются вокруг ядра, что особенно заметно в случае слюдястых кимберлитов, в которых чешуйки слюды лежат концентрически или слегка тангенциально по отношению к краям автолита (рис. 15). Клемент [102] провел аналогию между кимберлитовыми автолитами и лапиллями в туфовых трубках Швабии, в которых ядра оливина или мелилита окружены стеклом, содержащим мелилитовые лейсты [105, 356]. Возникновение автолитов и лапиллей можно объяснить быстрым выделением находившейся под большим давлением газовой фазы из магмы, смачивающей ксенолиты и осколки вмещающих пород, в открытое пространство над ней. Жидкость должна быть достаточно горячей и подвижной, чтобы собираться вокруг твердых частиц и образовывать свободную поверхность, а округлые или эллипсоидальные тела, большей частью имеющие ядра, создаются твердеющей магмой под действием поверхностного натяжения и вращения. Тонкозернистую природу этих «лапиллей разбрызгивания» можно приписать их образованию в освобождающемся газе высокого давления, быстрое расширение которого вызывает сильное адиабатическое охлаждение. (В одном из автолитов из трубки Као автор наблюдал закалочный кальцит.) «Лапилли разбрызгивания» затем цементируются низкотемпературными более крупнозернистыми кристаллическими фазами, при этом образуются автолитовые породы с характерными для них текстурами. Они были встречены также в дайке района Терон,

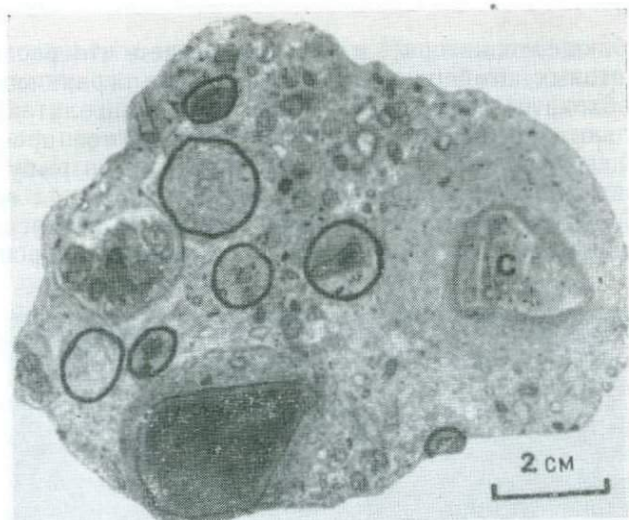


Рис. 14. Автолиты с ядрами в кимберлите из рудника Монтелео, восточная часть Оранжевой провинции. Границы менее четких автолитов для наглядности обведены черным. В автолитах, обозначенных буквами *A*, *B* и *C*, ядра представлены соответственно оливковым мегакристаллом, ксенолитом глинистого сланца и ксенолитом долерита. Примечательна тонкозернистость кимберлита автолитовых оболочек по сравнению с более крупнозернистым вмещающим кимберлитом.

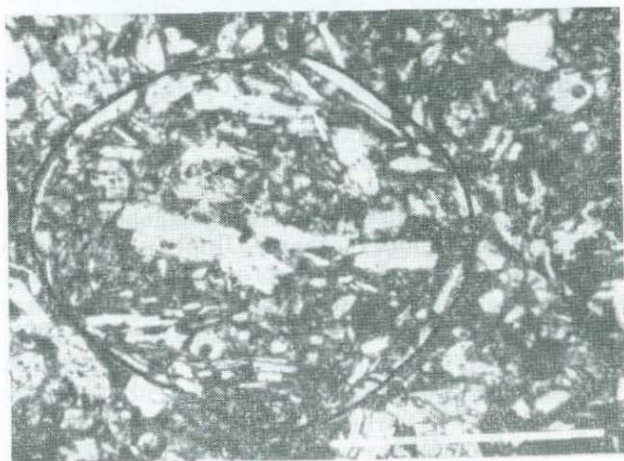


Рис. 15. Микрофотография автолита в кимберлите из Фоорспеда, восточная часть Оранжевой провинции. В этой слюистой разновидности края автолита очерчены concentрически расположенными пластинками слюды. Длина масштабной линейки 1 мм; при одном николе.

ЮАР (наблюдение автора), и это показывает, что распространение автолитовых кимберлитов не обязательно ограничено диатремами. Необходимыми условиями образования автолитов, по-видимому, являются, во-первых, наличие свободного пространства, возникающего лишь на мгновение или благодаря взрыву в трубке, или за счет гидравлического раскрытия трещины над воздымающейся дайкой, и, во-вторых, быстрое остывание внедренного расплава во время его разбрызгивания в возникшее пространство.

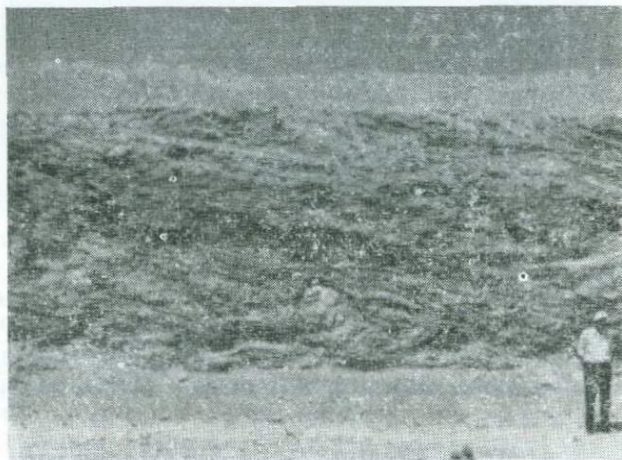


Рис. 16. Кимберлитовые сланцы, пески и конгломераты, образующие пачку осадков в верхней части кимберлитовой трубки Орапа, Ботсвана. Как полагают, эти осадки составляли часть первичного туфового кольца и затем были смыты в кратерное озеро, образовавшееся над жерлом.

Отсутствие в автолитах миндалин или пузырьков, столь обычных в магмах, сильно насыщенных газами, Лоренц [356] приписывает очень низкой вязкости кимберлитового расплава. Хотя автолиты лишь недавно оказались в центре внимания, они найдены в нескольких диатремах в Лесото и ЮАР [102, 103, 189, 120], а также, по личным наблюдениям автора, имеются в трубках Монастери, Ягерсфонтейн, Коффифонтейн, Клипфонтейн, Бултфонтейн, Локстонсдал, Фоорспед, Летсенг, Лесото, а также в трубках Ханаус II, Намибия и Слоан-2, США, и поэтому они должны считаться широко распространенным, а не редким явлением.

Кроме описанного выше кластического материала, который можно связывать с взрывными процессами, в некоторых диатремах, не подвергшихся или почти не подвергшихся эрозии с момента образования, были обнаружены *кимберлитовые осадки*. Кимберлитовые обломки, отложившиеся в кратерном озере, слу-

жившем первичным поверхностным проявлением диатремы, по размеру частиц варьируют от глинистых частиц до булыжника. Они рассматриваются как смытый материал туфового кольца, окружавшего первичный маар. С вулcano-кластическим материалом смешаны обломки смытых вмещающих пород (рис. 16). К настоящему времени лучше всего изучены кимберлитовые осадки диатремы Мвадуи, Танзания. Они имеют мощность 300 м и обнаруживают признаки дельтовых наносов и оползневого перемещения грубых обломков [171]. Другими хорошими примерами кимберлитовых осадков являются трубка Орапа, Ботсвана [270], и несколько трубок в районе Бакванги, Заир [193].

4.3. Гипабиссальные фации кимберлита

Распространение второго главного текстурного типа кимберлита, *кимберлита гипабиссальной фации*, ограничено дайками, силлами и глубинными частями диатрем, где они переходят в питающие дайки. Можно различать два подтипа:

а. *Массивный кимберлит*, содержащий мало ксенолитов вмещающих пород или не содержащий их вовсе, который образовался в результате сравнительно спокойной интрузии кимберлитового расплава, содержащего глубинные ксенолиты, в дайки и силлы, а в более редких случаях также и в полости диатрем, очищенные газовыми взрывами от обломочного материала. Текстуры и структуры массивного кимберлита можно объяснить затвердением кимберлитового расплава. Помимо закаленных краев в дайках имеются и внутренние характерные особенности, такие, как трахитоидные структуры и концентрация ксенолитов и мегакристаллов в центре, которые можно приписать дифференциации течения или по крайней мере взаимодействию кристаллов и текущей жидкости [318], хотя подобные структуры рассматривались также как результат пластичного течения [411]. Силлы района Бенфонтейн, Кимберли, дают хорошие примеры структурных признаков, свойственных магматическому осаждению (косая слоистость, дифференциация по размеру зерен, структуры размыва), диапировых структур, а также развития дендритовых закалочных кристаллов кальцита и апатита [137, 138] (рис. 17, 18). В нижних частях кимберлитовых силлов Гренландии [16] встречаются скопления имеющих высокую плотность перидотитовых ксенолитов, внешне очень похожие на конгломерат.

Все эти признаки показывают, что матрица массивного кимберлита была горячей и имела низкую вязкость. В силлах Гренландии и района Бенфонтейн матрица в значительной мере состоит из магматического кальцита. Другая особенность заключается в том, что оливин в массивном кимберлите серпентинизирован относительно слабо по сравнению с оливином кимберлитов диатремовых фаций.

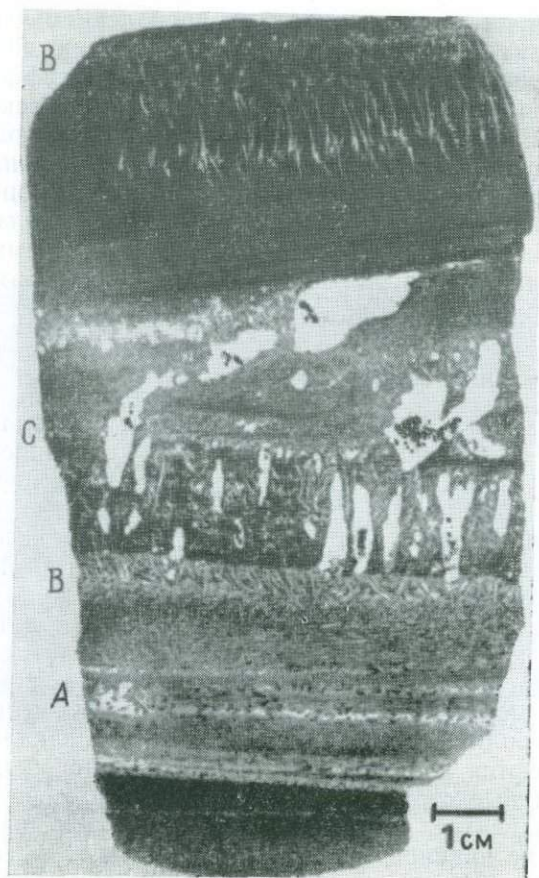


Рис. 17. Тонкая освещенная снизу пластинка редкой разновидности резко слоенного кимберлита из Нижнего силла месторождения Бенфонтейн. Можно видеть довольно хорошо выраженную слоистость (А), закаленные контакты, которые подчеркнуты присутствием дендритов кальцита (В), и диапиры кальцита и непрозрачного вещества в центральной части образца (С). Более детальное описание содержится в работе Доусона и Хоторна [138].

б. *Кимберлитовая брекчия* состоит из обломков разных типов пород, находящихся в матрице, соответствующей массивному кимберлиту. Рабкин и др. [483] предложили называть кимберлитовой брекчией породы, содержащие более 20 об. % обломочного материала. Брекчия, например, может быть встречена на контакте диатремы, где ксенолиты хрупкого глинистого сланца могут быть пропитаны и сцементированы массивным кимберлитом, поднявшимся по подводной дайке.

Там, где в корневой зоне диатрема переходит в питающую дайку, соотношения между кимберлитовыми туфами, автолито-

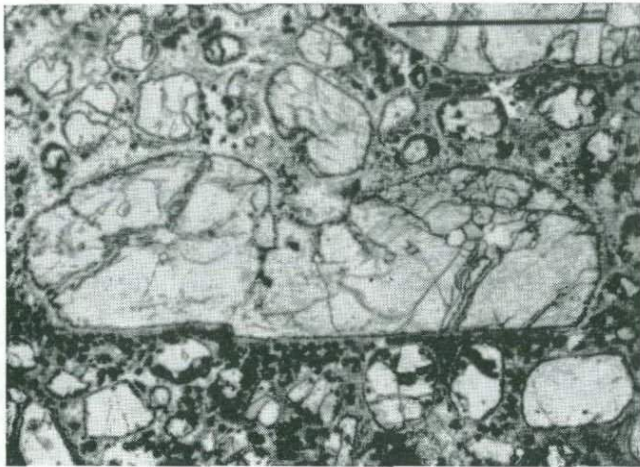


Рис. 18. Микрофотография оливинового мегакристалла, осевшего в кимберлите Среднего силла месторождения Бенфонтейн. Основная масса, состоящая из перовскита и шпинели, преимущественно концентрируется на плоских, обращенных вниз гранях осадившего оливина. Длина масштабной линейки 2 мм; при одном никеле.

выми кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями и массивными кимберлитами могут быть сложными; часто здесь наблюдаются постепенные переходы между упомянутыми разновидностями.

ГЕОХИМИЯ КИМБЕРЛИТОВ

В главе, посвященной петрологии кимберлита, подчеркивалось, что кимберлит является сложной гибридной породой, содержащей в разных пропорциях мантийные и коровые ксенолиты. К тому же способ внедрения и степень взаимодействия с грунтовыми водами меняются от интрузии к интрузии. И поскольку это непостоянство, а также разная степень частичного плавления в верхней мантии при зарождении кимберлита (как и последующие изменения на пути к поверхности) должны оказывать воздействие на валовой состав разных кимберлитов, представляется сомнительным, чтобы какие-либо валовые анализы отражали состав чистого первичного кимберлита.

5.1. Главные элементы

Помня, что мы должны признавать и учитывать все эти изменчивые факторы, в общем о составе кимберлита можно утверждать следующее. Кимберлит — это ультраосновная порода, имеющая высокое отношение окислов кальция и железа к кремнезему, и ультракалиевая в случае слюдяной разновидности. Однако для породы такой основности кимберлиты содержат необычно высокие количества K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , CaO , CO_2 , P_2O_5 , H_2O , а по сравнению с другими ультраосновными породами, такими, как лерцолит, дунит, гарцбургит (табл. 6), имеют низкое отношение Mg/Fe и очень высокое K/Na и Fe^{3+}/Fe^{2+} [130]. Средние составы кимберлитов, например помещенные в табл. 6, хотя и дают общее представление о химизме, слабо отражают реально существующие широкие вариации содержания индивидуальных окислов в весовых процентах, которые можно лучше оценить, обратившись к рис. 19. В качестве самого широкого обобщения можно сказать, что содержание SiO_2 и MgO («оливиновый компонент») обратно пропорционально содержанию CaO и CO_2 («кальцитовому компоненту») и H_2O , а кроме того, рост содержания H_2O^+ обычно положительно коррелируется с увеличением степени окисления железа.

Уместно будет отметить, что по содержанию главных элементов большинство кимберлитов *диатремовых фаций* отличаются (и часто весьма значительно) от вероятного расплава, существовавшего до извержения и заполнения диатремы, что может быть

Таблица 6

Средние химические составы кимберлитов в сравнении со средними составами ультраосновных горных пород

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,6	43,4	35,2	31,1	27,6	33,2
TiO ₂	0,05	0,13	2,32	2,03	1,65	1,97
Al ₂ O ₃	0,85	2,70	4,4	4,9	3,17	4,45
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	8,47 **	10,6 **
FeO	12,6 *	8,34 *	9,8 *	10,5 *	—	—
MnO	0,19	0,13	0,11	0,10	0,13	0,17
MgO	42,9	41,1	27,9	23,9	24,3	22,8
CaO	1,0	3,80	7,6	10,6	14,1	9,4
Na ₂ O	0,77	0,30	0,32	0,31	0,23	0,19
K ₂ O	0,04	0,06	0,98	2,1	0,79	0,79
H ₂ O ⁺	—	—	7,4	5,9	18,7	10,7
CO ₂	0,04	—	3,3	7,1	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,7	0,7	0,55	0,65

* Все железо в виде FeO.

** Все железо в виде Fe₂O₃.

1. Средний состав ультраосновной породы по Виноградову [589].

2. Средний состав ультрамафической породы по Ведеполу [601].

3. Средний кимберлит [130].

4. Средний слюдястый кимберлит [130].

5. Среднее из 623 кимберлитов Сибири [287].

6. Среднее из 25 кимберлитов Лесото [233].

вызвано: а) контаминацией коровыми ксенолитами, б) взаимодействием с грунтовой водой, в) потерей первичных летучих компонентов (особенно CO₂) вместе с подвижными элементами, которые могут концентрироваться и переноситься в газовой фазе. Кроме того, нередко создается ложное впечатление о чистоте некоторых проанализированных образцов на том основании, что видимые ксенолиты из кимберлита перед анализом удаляют, но при таком примитивном подходе не учитывается тот факт, что тонко раздробленный субмикроскопический материал ксенолитов может также создавать совершенно неприемлемый высокий уровень «скрытого» загрязнения. Это было хорошо проиллюстрировано Феском и др. [192], которые показали, что серый кимберлит трубки Премьер и кимберлит трубки Коффифонтейн (табл. 7) чрезвычайно богаты SiO₂ (с чем связано высокое отношение Si/Mg

и пониженное содержание остальных окислов) из-за «скрытого» загрязнения коровой кварцитом и алевролитом.

Хотя эффект коровой контаминации никогда нельзя полностью оценить и учесть, он может быть в значительной степени устранен, если анализировать либо а) дайки и силлы гипабиссальных фаций, либо б) тонкозернистые каймы автолитов, содержащих ядра.

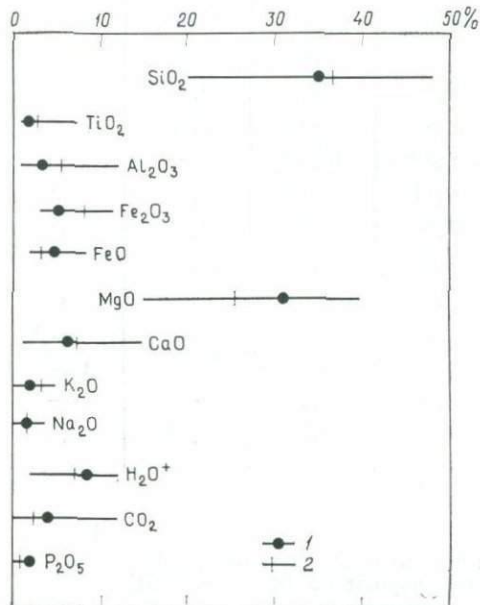


Рис. 19. Диаграмма, показывающая пределы изменения содержаний различных окислов в кимберлите, а также их содержания в среднем кимберлите (1) и слюдистом кимберлите (2).

фонтейн (анализы 1 и 2). Такие же высокие содержания кальцита и апатита, судя по анализам, характерны для автолитов рудника Весселтон (анализ 6). Хорошим примером влияния дифференциации в едином кимберлитовом теле (которое, помимо того, фактически не контаминировано ни коровыми, ни мантийными ксенолитами) служит силл Бенфонтейн [138]. Если принять анализ 7 (табл. 7) за «нормальный» кимберлит, то высокожелезистые и высокотитанистые фракции (анализ 8) связаны с осаждением шпинели и перовскита, чему сопутствовало образование комплементарной зоны с высоким содержанием кальцита в основной массе (анализ 9).

Если воздействие контаминации коровыми ксенолитами можно

Анализы кимберлитов гипабиссальных фаций (табл. 7, анализы 3—5) указывают на широкие вариации состава кимберлитов, характеризующихся незначительной коровой контаминацией. Высокое содержание CO₂ в кимберлите из Уотер-Фише, Беллсбанк, высокое содержание K₂O в кимберлите из Нью-Эландса, а также менее необычный состав кимберлита из Ягерсфонтейна отражают различия содержаний в матрице кальцита, слюды и серпентина, а в последнем случае — мегакристаллов оливина. Заметим, однако, что сравнительно высокие содержания CO₂ и P₂O₅, сохранившиеся в этих спокойно внедрившихся кимберлитах, сопоставимы с содержаниями тех же компонентов в кимберлитах диатремовых фаций из рудников Премьер и Коффи-

-- Таблица 7

Анализы некоторых кимберлитов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,5	40,7	25,3	36,12	30,73	33,2	25,19	3,41	0,52
TiO ₂	1,77	0,90	0,50	1,45	1,51	2,41	1,89	12,23	0,10
Al ₂ O ₃	4,12	5,56	1,64	4,38	1,96	3,97	2,87	7,81	0,48
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,42	—	0,10	—
Fe ₂ O ₃	8,52 *	7,60 *	4,77 *	6,80	6,02	9,36 *	3,72	19,66	1,30
FeO	—	—	—	2,68	3,90	—	6,72	12,12	0,61
MnO	0,15	0,13	0,11	0,22	0,19	0,16	0,22	0,43	0,19
MgO	23,0	23,7	10,59	22,82	29,95	23,56	29,69	11,95	8,87
CaO	4,46	3,69	26,34	8,33	10,21	9,82	13,59	17,15	44,07
Na ₂ O	0,57	0,29	0,03	0,29	0,25	0,48	0,01	0,26	0,41
K ₂ O	0,74	0,69	0,05	5,04	1,80	1,87	0,15	0,09	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	4,89	4,94	—	1,15	2,34	0,36
H ₂ O ⁺	2,21	6,81	3,98	1,28	0,75	—	0,00	0,30	0,03
CO ₂	0,83	0,90	20,50	3,80	7,01	5,16	12,83	9,55	41,26
P ₂ O ₅	0,18	0,34	0,41	1,46	1,08	1,68	2,20	2,42	1,42
П.п.п. **	4,92	7,92	5,97			7,51			

* Все железо в виде Fe₂O₃.

** Потери при прокаливании минус CO₂ (т. е. главным образом H₂O⁺).

1 — среднее по 4 образцам серого кимберлита трубки Премьер, ЮАР [192].

2 — среднее по 10 образцам трубки Коффонтейн, ЮАР [192].

3 — среднее по 10 образцам дайки, Уотер-Фише, Беллсбанк, ЮАР [192].

4 — высокослюдяной кимберлит, рудник Нью-Эландс, район Бошоф, ЮАР [134].

5 — кимберлит гипабиссальной фации (В 1211), трубка Ягерфонтейн, ЮАР, аналитик Болдуин (новые данные).

6 — среднее из 14 автолитов, рудник Весселтон, ЮАР [120].

7 — «нормальный кимберлит», силловый комплекс Бенфонтейн, ЮАР [138].

8 — кумулят, обогащенный шпинелью и перовскитом, силловый комплекс Бенфонтейн [138].

9 — карбонатная матрица, силловый комплекс Бенфонтейн [138].

свести к минимуму, руководствуясь предосторожностями при отборе проб, то задача устранения влияния мантийных ксенолитов все еще остается не решенной, и в частности трудности, связанные с разграничением оливиновых вкрапленников и ксенокристаллов (т. е. главных составных частей большинства кимберлитов), непреодолимы. На данной стадии изучения кимберлитов, по-видимому, было бы более разумно говорить, что химизм кимберлита отражает различия в соотношениях мегакристаллов и матрицы, а также вариации в минеральном составе. Представ-

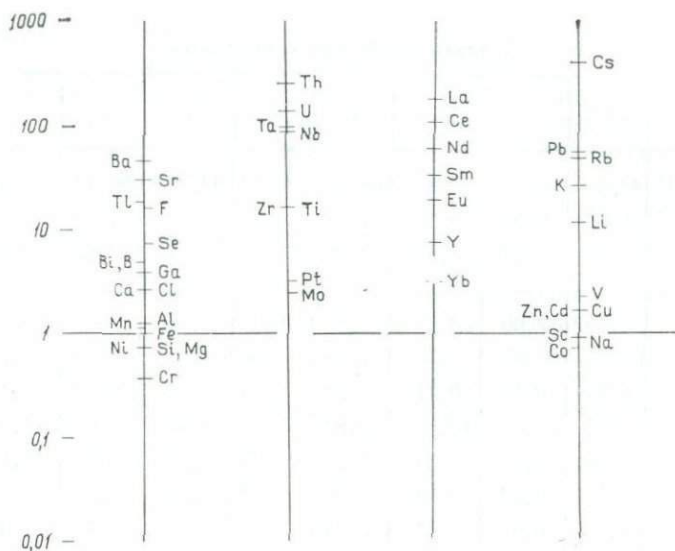


Рис. 20. Диаграмма, показывающая содержания в кимберлите различных химических элементов по сравнению с их содержанием в средней ультраосновной породе [602, с изменениями].

ляется вероятным, что MgO , FeO , TiO_2 и SiO_2 концентрируются в мегакристаллах оливина и ильменита, тогда как в матрице концентрируются весь CaO , K_2O , H_2O и небольшие количества SiO_2 , TiO_2 и FeO .

5.2. Элементы-примеси

Некоторое время назад было установлено, что, подобно главным химическим элементам, элементы-примеси кимберлита делятся на две главные группы: а) присутствующие в количествах, обычных для ультраосновных пород; б) присутствующие в количествах, больших (и в некоторых случаях значительно), чем в обычных ультраосновных породах [127]. Последующие работы подтвердили эту общую картину и послужили источником данных, на основании которых можно рассчитать превышения концентраций. Данные по элементам-примесям, приведенные в табл. 8, большей частью взяты из сводки Мурамацу [437], а концентрации элементов-примесей относительно их средних содержаний в ультраосновных породах по Ведеполю и Мурамацу [601, 602] показаны графически на рис. 20. Из этих данных очевидно, что содержания Sc , V , Cr , Co , Ni , Cu , Zn и Cd в кимберлитах примерно такие же, как и в ультраосновных породах. Элементы, встречающиеся в кимберлитах в умеренно повышенных содержаниях (в 5—10 раз), — это Cl , Br , Mo , Pt , Y , Se , B , Bi , а также

Элементы примеси в кимберлитах

Элемент	Содержание в средней ультраосновной породе *, млн ⁻¹	Содержание в кимберлите, млн ⁻¹	Литературный источник	Важнейшие минералы-концентраты
Li	2	2—56	[437]	Флогопит?
Be	0,4	0—3	[437]	?
B	7	0—170	[437]	?
F	97	68—7590	[437]	Апатит, флогопит
S	~4000	200—8800	[437]	Сульфиды
Cl	110	30—9800	[437, 470]	Апатит, флогопит, галит
Sc	15	7—30	[437]	Гранат?, магнетит
V	50	21—250	[437]	Шпинель, ильменит
Cr	3090	550—2900	[437]	Клинопироксен, гранат, шпинель, ильменит
Co	110	35—130	[437]	Ильменит, оливин
Ni	1450	710—1600	[437]	Оливин
Cu	47	10—300	[437]	Флогопит, оливин
Zn	56	15—287	[437, 231]	Шпинель, флогопит?
Ga	2,5	0—30	[437]	Гранат?, флогопит?
Ge	1	0,05	[437]	?
Se	0,02	0,05—0,28	[550]	?
Rb	1,2	0—350	[437, 237]	Флогопит
Sr	22	40—1900	[437]	Апатит, перовскит, кальцит, дино-сид
Y	2,9	4—75	[437]	Апатит, перовскит
Zr	16	84—700	[437]	Перовскит, ильменит, циркон
Nb	1,3	32—450	[437]	Перовскит, ильменит
Mo	0,2	0,1—0,9	[437]	Ильменит?
Ru	—	0,02—0,18	[167]	?
Rh	—	0,002—0,009	[167]	?
Cd	0,06	0,04—0,12	[437]	Шпинель?
Sn	0,52	1—30	[437]	?

Элемент	Содержание в средней ультраосновной породе * млн ⁻¹	Содержание в кимберлите, млн ⁻¹	Литературный источник	Важнейшие минералы-концентраты
Cs	0,006	0—8,7	[437, 237]	Флогопит
Ba	20	137—1970	[437]	Флогопит, клинопироксен
La	0,92	26—200	[437]	Апатит, перовскит, карбонат, слюда
Ce	1,93	45—522	[437]	
Pr	0,32	6,6—36	[437]	
Nd	1,44	25—180	[437]	
Sm	0,40	4,2—29,4	[437]	
Eu	0,16	1,1—6,5	[437]	
Gd	0,74	5,2—13,7	[437]	
Tb	0,12	0,43—2,05	[437]	
Ho	0,16	0,50—0,67	[437]	
Er	0,40	0,87—1,38	[437]	
Tm	0,07	0,14—0,22	[437]	
Yb	0,38	0,9—2,0	[437]	
Lu	0,06	0,09—0,22	[437]	
Hf	0,6	1,6—30	[437]	
Ta	≤0,1	1,4—21,3	[437]	Перовскит, ильменит
Os	—	0,002—0,012	[303]	?
Ir	—	0,002—0,012	[303, 469]	?
Pt	0,05	0,07—0,43	[303]	?
Au	0,007	0,001—0,043	[437, 469]	?
Hg	0,03	0,006—0,200	[437]	?
Tl	0,01	0,087—0,65	[437]	?
Pb	0,2	0,9—50	[437]	Флогопит?
Bi	0,006	0,010—0,083	[437, 167]	?
Th	0,07	4—54	[437, 235]**	Апатит, перовскит
U	0,02	0,6—18,3	[437, 235]**	Кальцит

* По Ведеполло [601] и Ведеполло и Мурамацу [602].

** Использованы также неопубликованные данные Доусона и Милледжа.

тяжелые редкоземельные элементы Gd—Lu. Высокое или чрезвычайно высокое увеличение содержания кимберлитом (более чем в 10 раз) установлено для щелочных металлов (исключая Na), Zr, Hf, F, Tl, Sr, Ba, Pb, Rb, Nb, Ta, U, Th, La и легких редких земель Ce—Eu; содержание Cs особенно велико.

Следует заметить, что в табл. 8 не делается никаких различий между кимберлитами разных типов. Однако установлена хорошая положительная корреляция между следующими парами элементов: K—Rb, K—Cs, Sr—P, La—P, Th—Sm, Cr—Ni, Ni—Co, Zr—Hf, Zr—Nb, Nb—Ta и Ti—Ta [192, 301]. Можно предположить (и это подтверждено анализами отдельных кимберлитов), что такие элементы, как Rb и Cs, будут обогащать слюдяные кимберлиты; содержания Sr, легких редкоземельных элементов и La будут наиболее высокими в кимберлитах, обогащенных апатитом; Zr, Hf, Nb, Ta будут содержаться в кимберлитах, обогащенных перовскитом и (в меньших количествах) ильменитом, а содержания Ni, Cr и Co будут особенно высокими в разновидностях, богатых оливином и ксенокристаллами хромита и граната. Бурков и Подпорина [81] указали на обогащение матрицы некоторых советских кимберлитов Li, Cs, Sr, B, Nb, Zr и Rb предположительно в связи с концентрацией в основной массе слюды, перовскита и карбоната. В исключительных случаях, когда те или иные минеральные фазы присутствуют в необычно высоких количествах, может иметь место чрезвычайное обогащение соответствующим химическим элементом. Так, например, необычно высокое содержание Zr (>2000 млн⁻¹) было обнаружено в обогащенных перовскитом кумулятах из силлов района Бенфонтейн, ЮАР, тогда как обогащенные кальцитом слои из того же силла имеют высокие концентрации Sr (>2700 млн⁻¹), Ba (1500 млн⁻¹), La (200 млн⁻¹) и Pb (20 млн⁻¹). Высокие содержания урана по сравнению с торием в этом слое приводят к тому, что отношение Th/U становится меньше 1, что отмечалось только в карбонатитах [138].

По сравнению с ультраосновными породами кимберлиты характеризуются низкими отношениями K/Rb (88—320), K/Cs (975—3800), Ca/Sr (72), Nb/Ta (8—21) и Zr/Hf (41—49) [130, 301], что указывает на их относительное обогащение вторыми элементами этих пар. Отношения Ni/Co и Cr/Ni в кимберлитах (15 и 12 соответственно) почти такие же, как и в ультраосновных породах [130], несмотря на различие концентраций этих элементов.

При выветривании и пропитывании грунтовыми водами Ba, Rb и Sr легко выщелачиваются (что имеет значение для изучения отношений Rb/Sr и изотопии стронция), тогда как Zr, La и Nb остаются неподвижными [127]. Высокие содержания хлора в некоторых кимберлитах из СССР (до 0,9 вес. %) являются результатом отложения галита рассолами, просачивающимися из находящихся поблизости эвапоритовых отложений [471].

5.3. Редкоземельные элементы

Новые исследования подтвердили прежние выводы автора [127] о том, что большинство кимберлитов по сравнению с другими ультраосновными породами, а также по сравнению со средним хондритом значительно обогащены редкоземельными элементами. Примеры их средних содержаний приведены в табл. 9.

Таблица 9

Средние содержания редкоземельных элементов и отношения La/Yb в кимберлитах из разных мест

Местонахождение	Тип породы	Рз. э., млн ⁻¹	La/Yb	Литература
Весселтон (6) *	Кимберлит	540	103	[424]
Премьер (15)	„	83	31	[192]
Коффифонтейн (10)	„	148	54	[192]
Индия (5)	„	280	107	[467]
Свартрюггенс (4)	Слюдяной кимберлит	738	139	[424]
Беллсбанк (22)	То же	807	172	[192]
Гренландия (5)	„	259	139	[466]

* Числа в скобках показывают количество образцов.

Наиболее высокие содержания, по-видимому, свойственны высоко-слюдистым дайкам и силлам, тогда как кимберлиты диатремовых фаций, особенно те, которые подверглись контаминации вмещающими породами, как, например, на рудниках Премьер и Коффифонтейн (см. разд. 5.1), характеризуются более низкими содержаниями этих элементов, которые меняются от места к месту, хотя в некоторых случаях разные пробы из одного кимберлитового проявления обнаруживают широкие вариации содержаний. Однако во всех случаях кимберлиты более обогащены легкими редкоземельными элементами по сравнению с тяжелыми, так что отношения La/Yb всегда высокие, а графики распределения, нормализованные относительно хондрита, имеют крутой наклон (рис. 21). Из других горных пород в общем похожие графики распределения редкоземельных элементов имеют оливиновые нефелиниты, мелилититы и карбонатиты (все это породы сильно фракционированные), хотя и существуют некоторые различия в деталях этих графиков, а также в абсолютных содержаниях [424, 204]. Большинство кимберлитов характеризуются прямоли-

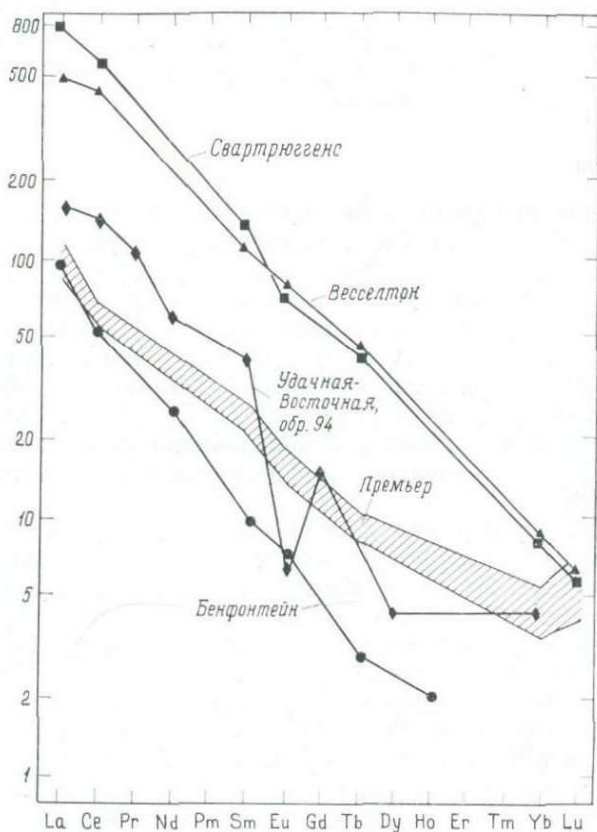


Рис. 21. Нормализованные по стандартному хондриту содержания редкоземельных элементов в некоторых кимберлитах. Показаны графики для среднего кимберлита месторождения Свартрюггенс, среднего кимберлита трубки Весселтон, обр. 94 трубки Удачная-Восточная [424], кальцита из месторождения Бенфонтейн [204], а также пределы изменения содержаний в кимберлитах трубки Премьер [192].

нейными нормализованными графиками, но некоторые кимберлиты из Якутии и Южной Африки [81, 191, 192] имеют отрицательные аномалии европия. Это можно объяснить либо тем, что графики распределения для всей породы отражают присутствие перовскита [424] и (или) больших количеств флогопит [191] (оба эти минерала характеризуются пониженным содержанием европия), либо летучестью кислорода в расплаве [192].

Минералами кимберлита, содержащими редкоземельные элементы, являются гранат, диопсид и флогопит (низкие содержания), а также апатит и перовскит (высокие содержания) [289].

Разница содержания суммы редкоземельных элементов в кальците из силла Бенфонтейн и карбонатите (порода в целом) из Уганды, отмеченная Фреем и др. [204], хорошо объясняется присутствием в последнем апатита.

5.4. Изотопы

1. Изотопы водорода и кислорода. Значения δD для серпентина и (или) флогопита матрицы, на которые приходится большая часть связанной в кимберлите воды, варьируют в пределах от -89 до -102 ‰; значения $\delta^{18}O$ изменяются от $-1,08$ до $-12,2$ ‰. Эти минералы образуют самостоятельную группу, отличающуюся от глубинных мегакристаллов флогопита, точки которых на графике $\delta D - \delta^{18}O$ (рис. 22) ложатся совершенно обособленно. Из этого следует, что метеорная вода (предположительно в форме грунтовой воды) участвовала в образовании мегакристаллов серпентина, а также серпентина и флогопита основной массы кимберлита [518].

2. Изотопы углерода. Большинство кимберлитов содержат в своей матрице карбонат — главным образом кальцит и в меньших количествах доломит. Изотопный состав углерода для породы в целом оказывается таким же, как для карбонатитов (включая перекристаллизованные разновидности), и попадает в пределы значений, характерных для алмаза (рис. 23), но восстановленные формы углерода в основных магматических породах относительно обеднены ^{13}C [517]. На графике, где сопоставляются $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (рис. 24), хорошо видно, что для большинства кимберлитов (как и для многих перекристаллизованных карбонатитов) значения $\delta^{18}O$ ложатся в широкое поле, простирающееся от поля первичных карбонатитов в направлении утяжеления кислорода. Из ~ 200 анализов образцов кимберлитов только 10 попадают в поле первично-магматических карбонатитов. Это образцы из силлов района Бенфонтейн (4 образца), рудников Весселтон (4 образца) и Премьер (2 образца). Однако остальные образцы из тех же месторождений попадают за пределы поля первично-магматического карбонатита, и тот факт, что массивный кимберлит из дайки рудника Весселтон (ДВ на рис. 24) содержит «первичный» карбонат, тогда как карбонат из обломочного кимберлита трубки Весселтон (ТВ) обогащен изотопом ^{18}O , убедительно показывает, что тенденция распространения точек в сторону утяжеленного кислорода вызвана взаимодействием кимберлита с грунтовыми водами, особенно в случае кимберлитов диагреновой фации. Особый интерес представляет то обстоятельство, что значения $\delta^{18}O$ для знаменитых «карбонатитовых» даек из рудника Премьер [117] находятся за пределами поля первично-магматических карбонатитов; в этих породах доломит значительно обогащен ^{13}C относительно сосуществующего кальцита.

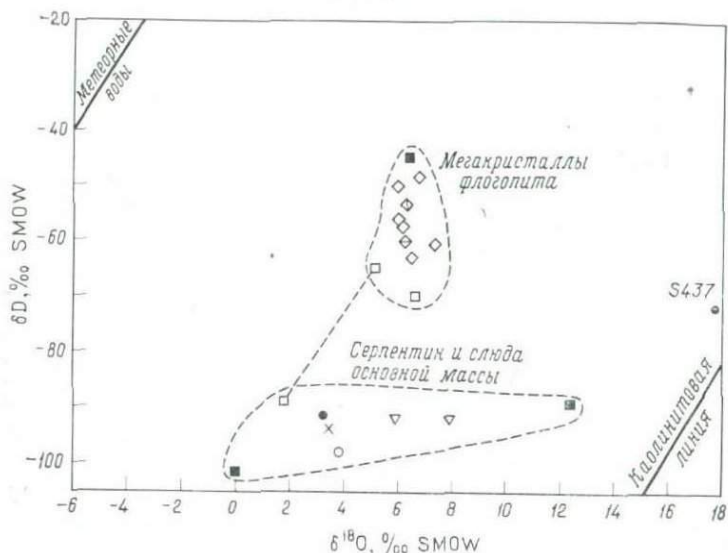


Рис. 22. Диаграмма $\delta D - \delta^{18}O$, показывающая различие между мегакристаллами флогопита, с одной стороны, и слюдой основной массы и серпентином, с другой [528, с изменениями].

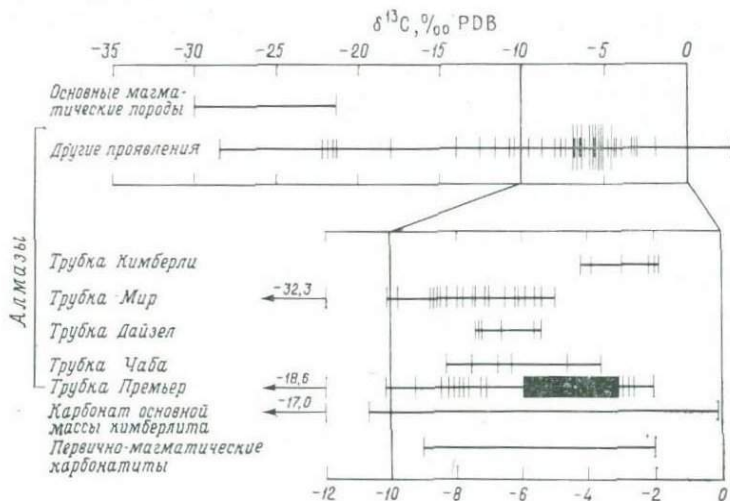


Рис. 23. Вариации $\delta^{13}C$ для карбоната кимберлитовой матрицы, алмаза, углерода основных магматических пород и первично-магматических карбонатитов. Используются данные из сводки Шеппарда и Доусона [528] с дополнениями из работ Кобельски и др. [317] и Дейнса [54]. Черный прямоугольник (от -3 до -6 ‰) соответствует 94 образцам из трубки Премьер.

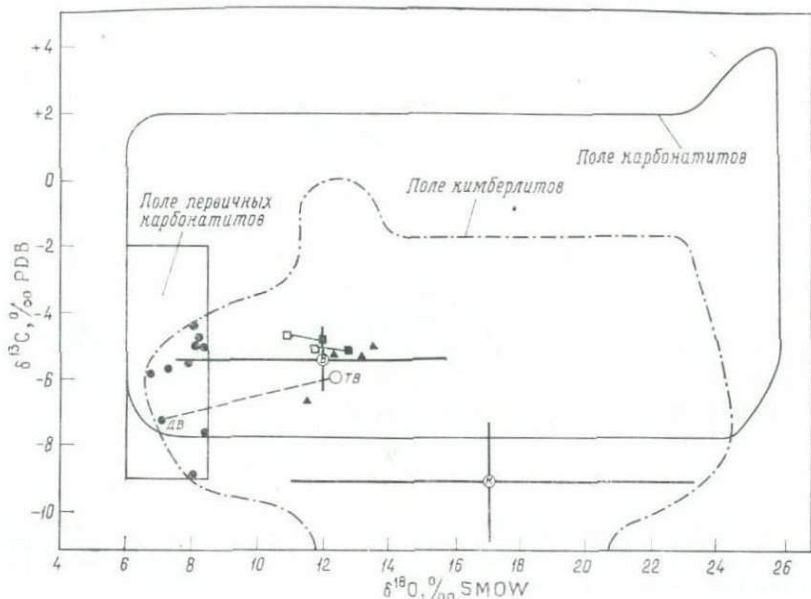


Рис. 24. Диаграмма $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ для кимберлитов и карбонатов. Данные по карбонатам заимствованы у Дейнса и Голда [155] и Сувы и др. [564]; данные по кимберлитам Лесото и ЮАР (192 образца)— у Доусона и Хоторна [138], Дейнса и Голда [155], Шеппарта и Доусона [528] и Кобельски и др. [317]. Черные кружки — образцы кимберлита [317 и др.], попадающие в поле первичных карбонатов по Шеппарду и Доусону [527]; черные треугольники — карбонатитовые дайки из рудника Премьер [155, 564, 317]; светлые и черные квадраты — пары доломит—кальцит соответственно из карбонатитовых даек рудника Премьер [527]; сплошные вертикальные и горизонтальные линии отвечают образцам кимберлита из рудников Весселтон (ТВ — трубка, ДВ — дайка) и Као (К) [528].

3. Изотопы стронция. Обзор отношений изотопов стронция в кимберлитах приведен Митчеллом и Кроккеттом [427] и Барреттом и Бергом [34]. Мезозойские кимберлиты из Южной Африки имеют отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах 0,7038—0,7104 (приближающиеся к первичным отношениям), тогда как индийские кимберлиты (докембрийского возраста) имеют начальные отношения 0,7030—0,7068 [465]. Хотя Митчелл и Кроккетт [427] утверждали, что между кимберлитами даек и трубок нет значимых различий, Берг и Оллсопп [39] показали, что свежие гипабиссальные кимберлиты с низким содержанием слюды имеют более низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7038—0,7047), тогда как более высокие отношения характерны для свежих слюдяных кимберлитов и измененных образцов. Поскольку карбонат основной массы в кимберлитах гипабиссальной фации имеет отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702 \div 0,706$, эти высокие отношения можно приписать высо-

кому содержанию радиогенного стронция во флогопите вкрапленников или основной массы, имеющему отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ между 0,715 и 0,778 (в одном образце из Свартрюнгенса оно составляло 0,9594) [9]. Однако длительное пропитывание грунтовыми водами является, по-видимому, одним из наиболее важных механизмов, повышающих отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в измененных кимберлитах преимущественно диатремовой фации.

4. Изотопы свинца. Для свежей матрицы кимберлитов мелового возраста и автолитов из ЮАР и Лесото первичные отношения изотопов свинца таковы: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,6 \div 20,0$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,7-39,5$ [326]. График зависимости между $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для кимберлитов в общем образует наклон 0,10, что соответствует абсолютному возрасту 1575 млн. лет. Изотопная характеристика кимберлитов сопоставима с полученной для карбонатитов и вулканов океанических островов. Считается, что эти характеристики служат вескими доказательствами того, что область, служившая источником кимберлитов, под Южной Африкой была изотопически гетерогенной в региональном масштабе и что отдельные районы в пределах этой питающей области длительное время были изолированными один от другого [326].

МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ

6.1. Введение

Петрография кимберлита показывает, что это — гибридная порода, состоящая из обломков пород верхней мантии и нижней части коры, смешанных с продуктами кристаллизации сильно насыщенного летучими флюида. Некоторые из кристаллов этих глубинных пород остались достаточно свежими и могут быть определены как продукты разрушения определенных типов пород, тогда как другие полностью изменены в результате взаимодействия с летучими компонентами кимберлита вплоть до образования новых минералов. Они могут дополнять первоначальную смесь, особенно в кимберлитах диатремовой фации. К ним относятся а) минералы, включенные в кимберлит из верхних горизонтов вмещающих пород, и б) минералы поздних стадий, образованные в результате выветривания или просачивания грунтовых вод. Следует принимать во внимание, что минеральный состав различных кимберлитов может чрезвычайно варьировать и быть весьма сложным.

Для сокращения перечня минералов кимберлита из него исключены минералы явно экзотического характера (такие, как, например, минералы из вмещающих базальтовых или полосчатых железистых пород).

Данный раздел по минералогии кимберлитов должен рассматриваться в связи с главой, посвященной мегакристаллам (гл. 8).

6.2. Самородные элементы и карбиды

Серебро. Самородное серебро наблюдается в виде отдельных зерен в основной массе кимберлита острова Сомерсет, Канада; оно содержит небольшие примеси Fe (1 %), Co (0,01 %) и Ni (0,1 %) [101].

Медь. Самородная медь в виде включений в оливине отмечена Хаггерти [244] в кимберлите из интрузии Раматселизо, Лесото.

Минералы группы платины. Вагнер [595] сообщает, что Хартог обнаружил минералы группы платины (включая, возможно, иридий и осмий) в интерстициях пикроильменита, магнетита и хромита в кимберлите трубки Де-Бирс, ЮАР. Хартог также нашел металлы группы платины в ассоциации с хромитом в кимберли-

тах из рудников Кимберли, Де-Бирс, Бүлтфонтейн, Весселтон, Дютотйтспан, Ягерсфонтейн и Премьер.

Никелистое железо было отмечено Хаггерти [244] вместе с металлическим железом в виде включений размером 5 мм в оливине из кимберлита Раматселизо, Лесото. Самородное железо также наблюдалось в виде очень редких включений в редких зернах муассанита из трубок Мир и Январская, Якутия [377].

Графит, низкобарическая полиморфная модификация углерода, встречается в виде небольших зерен в основной массе кимберлита из трубок Премьер и Де-Бирс [595], Мир [47] и в сростании с пирротинном [244]. В настоящее время для суждения о том, происходит ли графит из редких графитовых эклогитов и перидотитов (разд. 7.5.1.1.2 и 7.5.1.2.3), или он является минералом кимберлитов, данных недостаточно. В Южной Африке некоторые графиты, вероятно, образовались в результате метаморфизма обломков каменноугольных пород, включенных в кимберлит [608].

Муассанит SiC был впервые открыт в составе тяжелой фракции кимберлитов из трубок Мир, Зарница, Январская и Айхал, Якутия, вместе с тригональной полиморфной модификацией SiC. Минерал редок и весьма разнообразен по цвету: бесцветный, желто-зеленый, синий, голубой. В редких случаях он частично сростается с округлыми включениями металлического железа и еще реже с графитом [377]. Следует заметить, что муассанит был найден в качестве включения в «порфириновом» гранатовом лерцолите из трубки Мир [47]; следовательно, источником отдельных зерен муассанита, находимых в кимберлите, могут быть ксенолиты.

Алмаз, высокобарическая полиморфная модификация углерода, — чрезвычайно рассеянный аксессуарный минерал, наблюдаемый в качестве кристаллов и обломков по спайности в некоторых кимберлитах. Даже в наиболее богатых алмазами трубках он редок. Вероятно, наиболее высокоалмазоносным кимберлитом является богатая руда из трубки Мир, Якутия, которая содержит приблизительно одну часть алмаза на полтора миллиона частей кимберлита. Другие высокопродуктивные рудники — Кимберли (1 часть на $8 \cdot 10^6$ частей) и Элам, Трансвааль (1 часть на $3 \cdot 10^6$ частей, главным образом мелкие технические алмазы). Несмотря на то что алмаз является редким аксессуарным минералом, экономическая целесообразность разработки кимберлитов явилась причиной первых исследований петрологии и минералогии этих пород.

Алмаз обладает широким разнообразием изометричных форм. Различные формы роста, двойникования и растворения обусловили изменения и закругления первичных ростовых образований; иллюстрации широких вариаций внешней морфологии кристаллов алмаза читатель может найти в работах Саттона [563], Вильямса [608], Толански [574] и Орлова [460]. Хотя многие из необычных

форм алмаза являются результатом двойникования, было показано, что некоторые кристаллографические формы — такие, как ромбододекаэдры и тетрагексаэдры — могут быть получены в результате растворения и изменения алмазов первоначально-октаэдрического габитуса. Алмазы октаэдрического и усложненно-октаэдрического габитуса наиболее обычны и по аналогии с синтетическими алмазами считаются образованными при относительно высоких температурах внутри поля стабильного существования алмаза. Алмазы кубического габитуса (образовавшиеся при относительно низких температурах) менее обычны, но характерны для аллювиальных россыпей Заира и Бразилии. Кроме чистых алмазов имеются алмазы с примесью графита и других веществ, известные как карбонадо или борт. Гексагональная модификация углерода с высокой плотностью, лонсейлит, в настоящее время не известна в кимберлитах, но найдена в алмазоносных россыпях СССР.

В дополнение к разнообразию кристаллических форм у алмазов наблюдается также широкая гамма окраски: известны бесцветные, желтые, коричневые, зеленые, розовые, голубые и черные кристаллы. Некоторые из этих цветов обусловлены физическими причинами — так, зеленая окраска частично может быть следствием радиоактивного облучения, хотя Гневушев и Кравцов [215] обнаружили зеленые пятна и хлопья на внешних частях алмаза, обогащенного Fe и Si. Феск и др. [191] показали, что бесцветные и желтые алмазы характеризуются одинаковым содержанием Fe, и предположили, что эти цветовые различия могут быть обусловлены содержанием азота; коричневые и зеленые алмазы имеют более высокие содержания Fe и Al, чем бесцветные и желтые, а Mg был обнаружен только в коричневых алмазах. Голубой цвет кристаллов типа Ib, вероятно, обусловлен наличием в их составе элементов-примесей (см. ниже). Представляется, что цвет алмаза может быть связан с небольшими количествами примесей, причем либо это обусловлено реальными искажениями решетки кристалла алмаза в результате вхождения в нее элементов-примесей, либо элементы-примеси находятся в алмазах в форме микровключений, генетически связанных с алмазом минералов. Этот вопрос еще требует своего разрешения. Окраска черных алмазов является следствием большого количества включений графита.

Вне зависимости от цвета и морфологии алмазы по своим физическим свойствам могут быть подразделены на два главных типа: I и II (табл. 10). Они обнаруживают значительные различия по своей проницаемости в ультрафиолетовом свете и по инфракрасным спектрам поглощения. Эти различия ранее связывались с присутствием азота в алмазах типа I и его отсутствием в алмазах типа II, но современные высокоточные анализы элементов-примесей в алмазе показали присутствие азота в кристал-

Таблица 10

Основные физические свойства двух главных типов алмаза

Физическое свойство	Алмазы типа I	Алмазы типа II
Поглощение в ИК-области	Обнаруживают поглощение в интервале 8—10 мкм	Поглощение в интервале 8—10 мкм отсутствует
Поглощение в УФ-области	Полное за пределами 3300 Å	Прозрачны до 2200 Å
Фотопроводимость	Слабая	Сильная
Двупреломление	Обычно сильное	Слабое или отсутствует
Теплопроводность	Очень хорошая	Чрезвычайно хорошая
Электропроводность	Отсутствует	Тип IIb является полупроводником
Дифракция рентгеновских лучей	Экстрарефлексы	Нормальная
Морфология	Хорошо ограненные монокристаллы	Плохо развитые кристаллы
Слайность	Относительно нечеткая	Относительно хорошая

лах обоих типов [518]. Почти все алмазы обладают признаками кристаллов как типа I, так и типа II, но обычно тяготеют к одному из них, и это обуславливает отнесение алмаза к тому или иному типу. Тип I подразделяется далее на тип Ia, к которому относятся алмазы, содержащие азот в пределах отдельных плейтлетов, и тип Ib, к которому относятся алмазы с рассеянным азотом, являющиеся парамагнитными. Большинство природных алмазов относится к типу Ia. Алмазы типа I обычно представлены хорошо оформленными кристаллами, но содержат больше примесей, благодаря чему обладают двупреломлением и экстрарефлексами в рентгенограммах. Алмазы типа IIa (к которым относится очень небольшой процент природных камней) относительно чистые, имеют более совершенную внутреннюю структуру, но характеризуются очень плохими морфологическими характеристиками. Почти все большие алмазы (например, Куллинан) относятся к типу IIa. Алмазы типа IIb представляют собой необычную разновидность (составляя всего 0,1 % от алмазов типа II). В отличие от всех остальных алмазов они являются полупроводниками; все природные голубые алмазы относятся к типу IIb. В настоящее время алмазы типа IIb добываются только из трубки Премьер. Окраска алмазов типа IIb и их полупроводниковые свойства раньше приписывались присутствию Al в их решетке, но исследования состава элементов-примесей [518] показали, что хотя примесь Al обычно нехарактерна для алмазов типа I, этот элемент

присутствует в алмазах типа IIa, причем в некоторых случаях даже в больших количествах, чем в алмазах типа IIb.

В кристаллах алмазов наблюдаются также разнообразные дефекты, которые свидетельствуют об их весьма сложной истории роста. В результате детального рассмотрения этих особенностей Франк [198] вывел следующее:

«1. Большинство алмазов, если они не содержат значительного количества азота, в некоторой степени претерпели пластические деформации, результатом которых являются серии дислокаций по плоскостям скольжения (111), выявляющиеся по наличию дупреломления, рентгенотопографическим способом или под электронным микроскопом. Это означает, что алмазы подвергались воздействию сильных сдвиговых напряжений при высокой температуре (вероятно, более 2000 К). Другие кристаллы с незначительным дупреломлением также насыщены дислокациями, но в этом случае последние полигонизированы, что указывает на постгенетические высокотемпературные деформации.

2. Большинство алмазов во время роста испытывало многочисленные, часто резкие изменения химического состава среды. Наиболее легко выявляемыми свидетельствами этого являются слои роста с широкими вариациями содержания азота.

3. В процессе роста алмаза выделяются две стадии роста и одна стадия растворения:

а) ранняя стадия, в течение которой форма роста была округлой или бугристо-округлой, если не считать плохо развитых плоских граней октаэдра. Во время этой фазы роста концентрации примесей на гранях октаэдра и на других синхронно-образовавшихся поверхностях роста были различными. В секторах роста бугристых форм образовывались микровключения, отвечавшие по составу кремнезему, корунду и гранату (?); они должны были присутствовать во время роста в качестве твердых частиц. Отсутствие этих частиц в секторах роста граней октаэдра может быть объяснено различиями поверхностной энергии. Эта стадия (а) отсутствует в истории роста некоторых алмазов.

б) стадия роста алмазов октаэдрического габитуса, с продолжающейся флуктуацией в поглощении азота.

За стадиями (а) и (б) обычно следует стадия растворения, интенсивность которого варьирует от удаления незначительного количества первоначального веса (наиболее обычный случай) до легкого травления.

4. Азот обычно присутствует в пределах очень тонких плейтлетсов, причем между обогащенными плейтлетсами и лишенными их участками наблюдаются резкие границы. Представляется, что азот должен был входить в алмаз во время роста в условиях температуры, при которой диффузия азота незначительна, и что впоследствии азот диффундировал с образованием плейтлетсов. Диффузия должна была проявляться в результате либо в изотер-

мических условиях, либо в условиях значительного повышения температуры после роста; турбулентный рост алмазов свидетельствует в пользу второго объяснения».

Включения в алмазах. Алмазы часто содержат небольшие включения различных минералов. На основании времени образования (одновременно с алмазом или значительно позднее и при более низких температуре и давлении) в трещинах в алмазе включения разделяются на (а) сингенетичные и (б) эпигенетичные. Согласно Харрису [250] и Соболеву [543], сингенетичные включения могут быть распознаны по одному или нескольким из следующих признаков: (1) минерал относится к стабильной фазе при давлении и температуре верхней мантии; (2) минерал образуется внутри алмаза отдельные кристаллы с кристаллографическими формами, обычно свойственными этому виду, либо негативные кристаллы октаэдрического габитуса, ориентированные точно в соответствии с теми же кристаллографическими направлениями алмаза-хозяина; (3) если это микрокристаллы, то они обнаруживают ориентировку, согласную с кристаллографическими направлениями алмаза-хозяина; (4) обычно у включений полностью отсутствуют изменения, что резко контрастирует с сильными изменениями тех же минералов в самом кимберлите; (5) различные зерна одного и того же минерала в одном алмазе имеют одинаковый состав, но в целом составы минералов-включений из различных алмазов обнаруживают широкие вариации; (6) в некоторых случаях между различными минералами, включенными в один алмаз, имеются реакционные взаимоотношения, и они всегда представлены высокобарическими парагенезисами.

Обычными минеральными включениями являются хромит, оливин, гранат, клинопироксен и графит [252]; причем порядок распространенности их колеблется от трубки к трубке. Так, например, гранат часто встречается в алмазах из трубки Финш, но относительно редок в алмазах трубки Премьер, тогда как пироксены здесь более обычны. Другие, менее распространенные включения: ортопироксен, пирротин и пентландит [523], рутил, коэсит, алмаз, ильменит, пикроильменит, магнетит и кианит [481]. Слюда, первоначально описанная Вильямсом [608] как сингенетичное включение, была позднее отнесена Харрисом [250] к эпигенетичным; однако недавние находки как биотита, так и флогопита [481, 213] позволили отнести эти гидроксилсодержащие фазы к действительно сингенетичным алмазу.

Большинство включений приурочены к участкам напряжений в алмазе, идентифицируемым по двупреломлению или по темным микротрещинам, заполненным графитом, пирротинном или пентландитом [251]; эти же три минерала могут также частично окружать некоторые включения.

Во многих случаях в один алмаз включен только один кристалл либо несколько кристаллов одного и того же минерала.

Однако в некоторых алмазах отмечены следующие группы минералов [543]:

1. Гранат + оливин ± энстатит ± хромит (дунит-гарцбургитовый парагенезис).
2. Гранат + оливин + энстатит + диопсид ± хромит (лерцолитовый парагенезис).
3. Гранат + оливин + диопсид (верлитовый парагенезис).
4. Гранат + клинопироксен + рутил (эклогитовый парагенезис).

Следует заметить, что химический состав фаз из этих ассоциаций различен и что ультрамафические и эклогитовый парагенезисы не перекрываются.

Дунитовый парагенезис характеризуется малокальциевым хромовым пиропом (группа 10 Доусона—Стефенса, см. разд. 6.9.3), высокомагнезиальным оливинном (Fo_{92-94}), высокохромистой шпинелью (60 % Cr_2O_3) и высокохромистым энстатитом [$Cr/(Cr + Al) = 0,20 \div 0,40$]. Лерцолитовый парагенезис состоит из граната группы 9, хромдиопсида, малохромистого энстатита и оливина (Fo_{92}). Верлитовый парагенезис включает гранат с широким диапазоном вариаций состава (CaO 3—14 %, группа 3) и клинопироксен, который характеризуется широкими колебаниями в содержании Na_2O (1,4—6,9 %) (и, следовательно, большими вариациями жадеитового компонента) и полным отсутствием алюминия в четверной координации.

Что касается единичных включений, то помимо упомянутых выше гранатов известны включения титановых пиропов (группа 1) и существенно альмандиновых гранатов (группы 4 и 5), хотя наиболее обычны малокальциевые хромовые пиропы (группа 10). Оливины обычно форстеритовые (Fo_{92-94}) с примесью Cr_2O_3 до 0,17 вес. %. Энстатиты главным образом имеют состав En_{93-94} , в редких случаях En_{86} ; примеси Al_2O_3 (0,44—0,97 %) и Cr_2O_3 (0,11—0,55 %) в них обычно незначительны, хотя упомянутые выше относительно железистые разновидности содержат 1,32 % Al_2O_3 и 0,06 % Cr_2O_3 . Клинопироксены относятся к хромдиопсидам или омфацитам с высоким содержанием жадеита; субкальциевые диопсиды пока не обнаружены. В алмазах из трубки Мир найдены клинопироксены, обогащенные юриитовой молекулой $NaCrSi_3O_6$; два образца содержат: (1) 4,93 % Na_2O ; 6,15 % Cr_2O_3 и (2) 7,07 % Na_2O ; 11,8 % Cr_2O_3 [549]. Хромит в единичных включениях обычно магнезиальный (10—17 % MgO и 5—7 % Al_2O_3); тем не менее встречаются настоящие хромиты (меньше 1 % MgO , 3—4 % Al_2O_3), они содержат около 2 % ZnO [404]. Ильмениты (с 0,16 % MgO) обнаружены в бразильских алмазах, а пикроильмениты — в алмазах трубки Мир [408, 549]. Включения слюды представлены титановым флогопитом (12,6 % MgO , 10,8 % TiO_2) в алмазе из неизвестного источника [481] и биотитом (7,63 % MgO , 3,63 % TiO_2 , 0,63 % Cr_2O_3) в алмазе «из Африки» [213]; по содержанию

титана титановый флогопит соответствует флогопиту из гранатового лерцолита вулкана Лешейн, Танзания [147], тогда как биотит схож с биотитом кимберлита из Мерфрисборо, Арканзас [213].

Помимо различных кристаллических включений некоторые из алмазов типа I содержат плотные белые «облака» мельчайших, меньше 3 мкм в диаметре, частиц. Предполагается, что это газовые или жидкие включения [250]. В некоторых алмазах несомненно присутствуют газовые включения, так как помимо азота Мелтон и Джардини [396, 397] в алмазах Африки, Арканзаса и Бразилии определили воду, водород, двуокись углерода, аргон, этилен, этиловый спирт, бутан и кислород. Соотношения этих газов в различных образцах варьируют, но во всех алмазах, проанализированных указанными авторами, присутствуют H_2O и CO_2 ; большие (0,6 г) хорошо ограненные октаэдр и гексоктаэдр существенно обогащены водородом при низком содержании азота, тогда как в маленьком (0,00025 г) уплотненном октаэдре соотношение оказалось обратным; в кубических кристаллах содержалось много H_2O и обычно немного молекулярного кислорода. Кроме того, с помощью высокопрецизионного анализа в свободном от включений алмазе были обнаружены примеси различных элементов; Феск и др. [191] предположили, что эти элементы присутствуют в виде микроагрегатов, главным образом аморфных, представляющих мельчайшие капли расплава, из которого кристаллизовался алмаз; эти «жидкие» включения, по-видимому, имеют состав, отвечающий по химизму ассоциации гранат + диопсид \pm оливин с большим количеством серы и CO_2 , и имеют примитивный характер распределения редкоземельных элементов.

Изотопный состав алмаза. До последнего времени полагали, что соотношение изотопов ^{12}C и ^{13}C в алмазах варьирует в весьма узких пределах ($\delta^{13}C$ от $-1,9$ до $-9,7\%$) [113, 607]. Большая часть из этих ранних данных относилась к бесцветным алмазам, а впоследствии было установлено, что такие же значения $\delta^{13}C$ свойственны и большинству серых, желтых и коричневых алмазов из трубок Мир и Айхал, хотя для некоторых алмазов из трубки Айхал значения $\delta^{13}C$ достигают $-10,7\%$ [323]. Следует заметить, что узкий диапазон значений $\delta^{13}C$ характерен не только для алмазов из кимберлитов ЮАР, Заира, СССР и США, но также для алмазов из аллювиальных россыпей Заира, западной Африки. Венесуэлы, Бразилии, Калимантана и Урала. Поскольку значения $\delta^{13}C$ от -2 до -10% свойственны также карбонатам основной массы (рис. 23) и первичным магматическим карбонатитам [527], этот интервал значений условно можно принять для верхней мантии. Следует заметить также, что изотопный состав алмаза из эколита в трубке Мир ($\delta^{13}C = -9,0\%$) [333] также соответствует этому «мантийному» интервалу. Тем не менее имеются некоторые исключения. Алмазы из Эбеляхской аллювиальной россыпи в северо-восточной Якутии, окраска которых варьирует

от серой до красновато-серой, обладают значениями $\delta^{13}\text{C}$ от $-11,5$ до $-22,2$ ‰, а для серого алмаза из трубки Мир значение $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-32,3$ ‰. К этому значению приближается $\delta^{13}\text{C}$ бразильских карбонадо ($-28,0$ ‰) [590]. Причина таких отклонений до сих пор непонятна. Ковальский и Черский [323] предполагают, что помимо мантийного углерода (с изотопным составом, изменяющимся в ограниченных пределах) источником углерода алмазов могут являться также биогенный углерод и углерод из гидрокарбонатов. Францессон и Каминский [202] идут еще дальше, предполагая, что карбонадо имеют некимберлитовое происхождение и что они образовались в докембрии при метаморфизме биогенного материала в коровых условиях. Напротив, Митчелл [420] указывает, что различия изотопного состава углерода могут быть обусловлены различными соотношениями углеродсодержащих газов (CO_2 , CO и CH_4), вовлеченных в газообменное взаимодействие с алмазами вне поля стабильного существования последних во время их подъема, поскольку состав газов варьирует весьма значительно, особенно при низких температурах. Предположение Митчелла подтверждено экспериментальными данными о том, что в реакции графит \rightarrow алмаз при высоких температурах фракционирование изотопов углерода незначительно [334], тогда как при росте алмазов из газовой метановой фазы в условиях низких температур может иметь место значительное изотопное фракционирование [210].

Классификация алмазов. Если не считать подразделения алмазов на два главных типа (I и II), основанного на чисто физических принципах, о чем уже говорилось, классификация алмазов базируется главным образом на таких параметрах, как форма, цвет и присутствие или отсутствие нарушений и включений. При тщательной оценке ювелирных алмазов важно рассматривать эти параметры в совокупности, что может быть достигнуто только в результате многолетнего опыта. В последние годы была предложена стандартизованная схема классификации, основанная на форме кристаллов, их сферичности, степени искаженности, прозрачности и цвета, наличии включений и особенностях морфологии граней, по данным изучения 68 000 алмазов из трех кимберлитовых трубок (Премьер, Финш и Коффифонтейн) и аллювиальной россыпи Дрейерс-Пан [253]. Были четко определены типоморфные признаки алмазов из этих четырех источников; дальнейшая разработка этой схемы позволит идентифицировать алмазы из неизвестных источников [595, 563, 608].

6.3. Сульфиды

Хизлевудит Ni_3S_2 обнаружен во внешних зонах сложных эпитаксиальных оболочек на хромите в кимберлитах острова Сомерсет, Канада [101]. *Пентландит*, *пирротин* и *халькопирит* наблю-

даются в южноафриканских кимберлитах [244], а пирротин, сфалерит, вюртцит, галенит, халькопирит, киноварь, марказит и молибденит — в якутских кимберлитах [47, 48, 416]. Пирит весьма распространен во многих южноафриканских кимберлитах, где он рассматривается как вторичный минерал, поскольку постоянно ассоциируется с таким вторичным минералом, как серпентин [595]. Пирротин является обычным включением в алмазе [523], отсюда следует, что сульфиды образуются в очень широком диапазоне температур и давлений. Сера включений пирротина в алмазе должна иметь мантийное происхождение; источник же этого элемента в низкотемпературных сульфидах менее определен. Для некоторых сульфидов из якутских кимберлитов Илупин [283] предполагает, что, хотя ионы металлов происходят из самого кимберлита, источниками серы являются горизонты кембрийских сульфатных эвапоритов, прорванных кимберлитовыми телами. В Южной Африке пирит весьма обычен, а крупные выделения этого минерала присутствуют исключительно в тех кимберлитах, которые прорывают пиритоносные глинистые сланцы Карру, как, например, в кимберлитовых телах Робертс-Виктор и Беллсбанк; в этих случаях генетические взаимоотношения на первый взгляд кажутся однозначными. Тем не менее предварительное изучение двух отобранных Доусоном образцов пирита из дайки Солпетерпан (в 60 км к югу от Кимберли), выполненное д-ром Сасаки (Японская геологическая служба), выявило значения $\delta^{34}\text{S}$ 1,9 и 2,5 ‰, тогда как трем образцам из Главной дайки месторождения Беллсбанк соответствуют значения 1,2, 7,2 и 16,1 ‰; первое из них отвечает первичной магматической сере [570], но значения 7,2 и 16,1 ‰ характерны для сульфидов биогенного происхождения. Другой образец, возможно мантийного происхождения, — выделение пирита в трубке Премьер [578].

6.4. Галоиды

Галит был найден в кимберлите трубки Мир [48]. Тем не менее следует напомнить, что некоторые из якутских кимберлитовых тел, в том числе и трубка Мир, прорывают горизонты кембрийских эвапоритов. Возможно, что такие низкотемпературные фазы, как галит и некоторые сульфаты, могли быть при этом захвачены и переотложены во время охлаждения; они могли также образоваться при выветривании пород. О возможности приповерхностного происхождения сульфатной серы упоминалось выше. Другая гипотеза, предложенная Павловым и Илупиным [471], состоит в том, что галит осаждался из рассолов, которые просачивались через кимберлиты после их внедрения.

6.5. Окислы и гидроокислы

Периклаз был обнаружен в виде включений размером 2—3 мкм в монтичеллите из дайки Монтичеллитовая в Якутии, а также диагностирован в составе основной массы кимберлитов тел Оригинальное, Случайное и Викториа [443]; основываясь на этом, а также на наличии мельчайших изотропных кристаллов по периферии зерен оливина в трубках Новинка, Комсомольская и Зимняя (данные Харькива), Никишов и Никишова [443] предположили, что периклаз может быть более распространенным минералом основной массы кимберлитов, чем это предполагалось до сих пор. Тем не менее, имея в виду чрезвычайную способность периклаза к гидратации, к предположению о его сохранении в сильно гидратированной основной массе кимберлита следует относиться с осторожностью.

Минералы группы шпинели. Лишь в последние годы с помощью электронного микронзонда было проведено широкое исследование небольших выделений рудных фаз, обычно наблюдаемых в виде зерен размером меньше 1 мм в основной массе кимберлита. Начнем наше обсуждение с магнетита, который имеет главным образом вторичное происхождение, а затем перейдем к первичным минералам более сложного состава.

Магнетит в форме пылевидных агрегатов весьма обычен для псевдоморфоз серпентина по оливину. Крупные кристаллы его можно обнаружить в друзах и пустотах, имеющих низкотемпературное гидротермальное происхождение; они практически не содержат магния, хрома, титана и никеля. Кристаллы глиноземистого магнетита (содержание Al_2O_3 составляет 1 вес. %) длиной до 1 см встречены в карбонатных глобулах силлов Бенфонтейн, ЮАР (неопубликованные данные Доусона).

Шпинели. Помимо вторичных шпинелей, наблюдаемых в ассоциациях с перовскитом в реакционных каемках пикроильменита, в основной массе кимберлитов обнаружены следующие типы шпинели [244]: 1) ксенокристаллы шпинели; 2) первичная шпинель основной массы; 3) вторичная шпинель, обволакивающая зерна первых двух типов.

Ксенокристаллы шпинели по составу относятся к четверной системе $FeCr_2O_4$ — $MgCr_2O_4$ — $MgAl_2O_4$ — $FeAl_2O_4$. Они могут быть сопоставлены со шпинелями, наблюдаемыми в качестве первичных фаз разнообразных перидотитовых ксенолитов [535] и в качестве вторичных фаз келифитовых каемок на гранатах в гранатовых лерцолитах. Логично предположить, что эти шпинели попали в кимберлит при разрушении перидотитовых ксенолитов.

В отличие от них некоторые первичные шпинели из основной массы и вторичные каемки на ксенокристаллах шпинели обычно относятся к системе Fe_2TiO_4 — $FeAl_2O_4$ — $FeCr_2O_4$ или Fe_3O_4 —

FeAl_2O_4 — FeCr_2O_4 ; между этими двумя тройными системами имеется значительное перекрытие благодаря присутствию дополнительных компонентов MgFe_2O_4 и Mg_2TiO_4 . Поэтому трудно предложить четкие текстурные и химические критерии для отнесения шпинели к первичной или вторичной. Однако общей тенденцией является обогащение титаном и железом, особенно Fe^{3+} , с увеличением степени раскристаллизации и в ходе твердофазовых реакций.

Только в оболочках некоторых шпинелей из Лайпланенг, Нкечейн и Као, Лесото [244], и в ядрах шпинелей из силлов района Бенфонтейн [138] обнаружены высокие содержания TiO_2 и Fe_2O_3 . Это кимберлитовые шпинели, они соответствуют составам вторичных шпинелей, окружающих пикроильменит в кимберлите из Ликобонга, Лесото [243]. Кроме того, Кларк и Митчелл [101] сообщают о магнетитовых ядрах, окаймленных ульвошпинелью и ильменитом, и о магнизиальном хромите, окаймленном высокотитанистой и высокожелезистой шпинелью и перовскитом в кимберлите острова Сомерсет, Канада.

Что касается общего химизма шпинелей из кимберлитов, теоретически возможные взаимозамещения двухвалентных (Fe^{2+} , Mg , Mn) и трехвалентных (Fe^{3+} , Al , Cr) ионов действительно имеют место, и при статистическом анализе Хаггерти [245] установил корреляционные связи между следующими парами окислов: а) положительные линейные корреляции: Mn—Ti , $\text{Fe}^{2+—Ti}$, $\text{Fe}^{3+—Ti}$, $\text{Fe}^{3+—Fe}^{2+}$, Al—Mg , $\text{Fe}^{2+—Mn}$; б) отрицательные линейные корреляции: Cr—Ti , $\text{Fe}^{3+—Cr}$, $\text{Fe}^{2+—Mg}$, $\text{Fe}^{3+—Mg}$; в) гиперболические корреляции: Ti—Al , Mn—Al , $\text{Fe}^{2+—Al}$, $\text{Fe}^{3+—Al}$.

Однако следует отметить, что значение вариаций химизма и текстурных особенностей шпинелей в кимберлитах еще не полностью понято; для этого требуется значительно больше структурных и химических данных.

Корунд (сапфир и рубин) обнаружен в концентратах из трубок Франк-Смит, Ягерсфонтейн и Коффифонтейн [249] и в трубке Айхал [378]; возможно, он происходит из ксенолитов корундовых эклогитов или коровых кристаллических пород.

Магнезиальный ильменит. Магнезиальный ильменит является одним из самых типичных минералов кимберлитов и может рассматриваться как более подходящий минерал-индикатор кимберлитов, чем пироповый гранат. Относительно низкая плотность (от 4,1 до 4,6 г/см³ в зависимости от содержания MgO), яркий блеск, занозистый излом и округлая форма зерен делают этот минерал хорошо диагностируемым, а вязкость и неломкость позволяют сохраниться этим зернам в процессе эрозии и при транспортировке на значительное расстояние от кимберлитового источника.

Количество ильменита в различных интрузиях сильно варьирует. Например, кимберлиты трубок Премьер, Монастери и Франк-

Смит, ЮАР, содержат относительно высокие его концентрации: 2,6; 0,9; 0,5 об. % соответственно [206], тогда как в большинстве кимберлитов они значительно ниже; в СССР относительно высокие содержания ильменита обнаружены в трубках Искорка и Моркока Далдыно-Алакатского района (3,4 и 3,9 вес. % соответственно), тогда как в алданских кимберлитах этот минерал вообще не обнаружен [48].

Известны следующие парагенетические типы ильменита (первые пять выделены Хаггерти [244]):

1. Крупные дискретные кристаллы или агрегатные нодулы.
2. Первичный ильменит основной массы.
3. Субсолидусная фаза распада титаномагнетита.
4. В составе шпинель-ильменит-перовскитовых оторочек вокруг ксенокристаллов ильменита.
5. В составе сростков с рутилом или с рутилом и армоколито.
6. В сростаниях с алмазом [543] или в виде включений в алмазе [408].
7. В качестве включений в оливине [138, 69] и в цирконе [330].

Кроме того, следует упомянуть о сростаниях ильменита с оливином, энстатитом, диопсидом, малокальциевым пиропом, цирконом или флогопитом, а также об ильмените перидотитов и эклогитов; эти типы ильменита рассмотрены в соответствующих разделах.

1. *Дискретные нодулы ильменита* обычно имеют округлую или эллипсоидальную форму и достигают в размере 10 см. Их поверхность ровная, но может иметь каверны, которые так же, как и внутренние поры, свидетельствуют о ранее существовавших включениях (рис. 25); включения оливина (обычно серпентинизированного), граната (обычно свежего) и клинопироксена (обычно измененного) весьма часты. Описаны следующие типы нодулей [206, 243, 244, 418]:

а. Включения, состоящие из единичных кристаллов, которые обладают волнистым погасанием, деформационными полосами и концентрическими трещинами.

б. Поликристаллические включения, в которых крупные зерна с волнистым погасанием и деформационными полосами образуют напряженное ядро, окруженное оболочкой более мелких недеформированных кристаллов.

в. Поликристаллические включения, состоящие из мелких (0,1—0,05 мм) сильно анизотропных зерен, с гранобластовой полигональной структурой.

г. Поликристаллические включения, состоящие из округлых слабо анизотропных крупных (5 мм) зерен, с гранобластовой структурой; эти включения могут пересекаться зонами мелкозернистых полигональных кристаллов [418].



Рис. 25. Мегакристаллы ильменита из кимберлита трубки Таба-Путсоа, Лесото. Видны округлая форма зерен, внешняя коррозия и внутренняя пористость.

Между рассмотренными разновидностями ильменита (от «а» до «г») наблюдаются структурные взаимопереходы, все их разнообразие образуется в ходе единого генетического цикла: деформация—рекристаллизация—закалка.

Структуры распада не являются необычными для ильменитов. Данчин и д'Ори [119] описали выделения хромшпиннели вдоль плоскостей (0001) в ильмените из трубки Премьер, а ламелли магнетита известны в ильменитах из трубок Зарница, Якутия; Коиду, Сьерра-Леоне, и Монастери, ЮАР [533, 221, 418]. Кроме того, Хаггерти [244] отметил кристаллографически ориентированные пластинки распада хромита, титанохромита и глиноземистого титаномагнетита в южноафриканских ильменитах, которые являются результатом субсолидусного распада.

Ильмениты характеризуются широким диапазоном состава; общие вариации содержания главных компонентов для примеров, перечисленных в табл. 11, таковы: TiO_2 41,40—55,90 %, Fe_2O_3 5,75—27,68 %, FeO 15,00—30,28 % и MgO 4,86—23,1 %. Эти вариации проявляются не только в рамках провинций, как, например, для Якутии в целом (табл. 11), но также внутри отдельных трубок, как это имеет место для трубки Монастери [209]. В Якутии также наблюдаются значительные вариации содержания

MgO. Ильменит из трубки № 2 Укукитской группы содержит 14 вес. % MgO, тогда как ильмениты из трубки Мир — лишь 4,8—7,9 вес. % (табл. 11). Данные, приведенные в табл. 11 для Южной Африки, указывают на аналогичные колебания содержания MgO; Бойд и Никсон [69] предположили высокое содержание MgO в ильменитах из трубки Франк-Смит по сравнению с ильменитами из трубки Монастери и из северного Лесото. Кроме того, Митчелл [421] показал, что ильмениты из трубок Као, Секхамент и Франк-Смит различны не только по содержаниям главных элементов, но также по концентрациям элементов-примесей. Например, ильмениты трубки Франк-Смит содержат меньше циркония, но больше меди, чем ильмениты из двух других трубок. Несмотря на вариации состава ильменитов из различных трубок, высокое содержание MgO, среднее — Fe₂O₃ и присутствие Cr₂O₃ позволяют выделить кимберлитовые ильмениты в обособленную группу. Единственная группа ильменитов аналогичного состава описана в альпийских Малаиты на Соломоновых островах [9]; ильменитовые нодулы, представляющие собой высокобарические мегакристаллы в меланефелинитовой брекчии района Какануи, Новая Зеландия, содержат меньше MgO (3,4 %) [489].

Главными элементами-примесями кимберлитовых ильменитов являются Co (139—366 млн⁻¹), Sc (19—27 млн⁻¹), Zr (385—1950 млн⁻¹), Hf (29—40 млн⁻¹), Nb (477—2574 млн⁻¹), Ta (73—218 млн⁻¹), Ni (173—2000 млн⁻¹), Cu (1—173 млн⁻¹) и Zn (133—219 млн⁻¹) [240, 430, 451, 192, 421]. Ильмениты из кимберлитов особенно обогащены Zr, Hf, Cr, Nb, Ni, Co и Sc, но обеднены Mn, Si, Zr по сравнению с немагнезиальными ильменитами из основных магматических пород, тогда как концентрации Nb и Ta в них такие же, как в ильменитах из гранитов или сиенитов. По значению отношения Zr/Hf, которое у них довольно постоянное (29—40), они аналогичны ильменитам из основных магматических пород и отличаются от ильменитов более поздних дифференциатов, у которых отношение Zr/Hf может возрастать до 64 [73]. Кроме того, Феск и др. [192] в ильменитах из южноафриканских кимберлитов отмечают небольшие количества Na (0,222 ± 0,005 %), La (7,1 млн⁻¹, $\sigma = \pm 6,1$), Eu (0,33 млн⁻¹, $\sigma = \pm 0,23$) и Lu (0,25 млн⁻¹, $\sigma = \pm 0,04$). Сообщалось о наличии небольшого количества свинца в магнезиальных ильменитах (MgO 11,7 %; Cr₂O₃ 4,14 %) из кимберлитов Бакванги, Заир [193]; хотя это сообщение единственное, следует отметить, что этот элемент не всегда фиксируется в процессе анализа. В этой связи интересно отметить, что ильменит с примесью свинца, называемый сенантом, встречается в алмазоносных галечниках Бразилии.

Хотя вариации состава или зональность не характерны для отдельных зерен ильменита, Илупин и др. [290] показали возрастание содержания Mg, Cr и Mn от ядра к периферии зерен ильменитов из трубок Удачная, Дальняя, НИИГА, Геофизическая

Средний состав (А) и вариации состава (Б) ильменитов из некоторых кимберлитовых тел

	Якутия (14 тел), 41 анализ * [200]		Трубка Мир, Якутия, 8 анализов ** [200]		Трубка Зарница, Якутия, 8 анализов *** [200]		Трубка Сытыканская, Якутия, 3 анализа [200]		Трубка Укукит-2, Якутия, 2 анализа [200]		Трубка Монастери, ЮАР, 3 анализа [209]	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
TiO ₂	45,58	41,40—55,09	45,83	41,40—48,40	48,40	47,10—49,52	49,17	47,02—50,75	56,10	55,09—57,12	50,5	49,3—52,5
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28	0,08—0,54
Cr ₂ O ₃	0,44	0,04—1,74	—	—	—	—	1,48	1,33—1,74	0,51	0,49—0,55	0,60	0,21—0,82
Fe ₂ O ₃	15,80	5,75—22,68	20,27	16,72—27,68	15,65	10,00—18,64	14,78	13,69—15,92	7,14	5,75—8,53	10,9	7,51—13,0
FeO	25,75	22,24—29,46	26,47	25,20—28,80	27,13	25,56—30,24	24,67	23,36—26,23	22,80	22,24—23,36	28,4	27,3—30,6
MnO	0,17	0,00—0,35	0,15	0,10—0,20	0,15	0,10—0,18	0,13	0,08—0,22	0,12	0,12—0,13	0,08	0,06—0,10
MgO	9,04	4,86—14,13	6,42	4,86—7,92	8,45	5,60—9,88	9,78	8,60—10,93	13,98	13,83—14,13	9,47	7,63—11,1
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	Трубка Бутфонтейн, ЮАР, 7 анализов [419]		Трубка Весселтон, ЮАР, 16 анализов [419]		Трубка Пофалдер, ЮАР, 10 анализов [208]		Трубка Премьер, ЮАР, 100 анализов**** [240]		Артур-ди-Пайва, Ангола, 100 анализов [63]		Айзон-Крик, США, 4 анализа [419]	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
TiO ₂	51,44	49,48—51,75	52,23	43,91—55,90	52,12	46,12—55,65	—	—	46,01	38,42—48,17	53,38	53,21—54,35
Al ₂ O ₃	0,29	0,18—0,38	0,35	0,03—0,81	—	—	—	—	0,66	0,29—0,84	0,54	0,35—0,77
Cr ₂ O ₃	0,54	0,40—0,92	1,12	0,23—2,37	1,32	0,85—1,67	1,20	0,64—3,37	0,75	0,44—1,01	0,83	0,06—2,06
Fe ₂ O ₃	8,98	6,61—11,68	9,02	5,02—17,66	11,36	5,86—20,95	—	—	16,12	13,88—30,48	7,63	6,72—8,17
FeO	27,65	26,40—28,81	22,40	18,24—27,83	22,01	15,70—23,84	32,4	26,6—40,1	28,86	23,19—31,04	22,47	22,16—22,75
MnO	—	—	—	—	0,47	0,17—1,99	—	—	0,36	0,16—0,53	—	—
MgO	10,42	8,72—12,44	13,64	6,43—19,26	10,80	7,67—13,16	16,3	9,4—23,1	6,94	3,90—9,61	14,31	13,97—15,05
NiO	0,23	0,20—0,27	0,27	0,22—0,36	0,15	0,06—0,22	—	—	0,05	—	—	—

* Для MnO 37 анализов, для Cr₂O₃ 25 анализов.

** Для MnO 6 анализов.

*** Для MnO 6 анализов.

**** Суммарное железо в виде FeO.

и Ясная, Якутия; содержания Ni, V и Zr непостоянны, и в некоторых случаях они понижаются во внешних оболочках. Кроме того, Илупин и др. [290] установили понижение концентрации Zr и V в микрокристаллических (рекристаллизованных) участках по сравнению с хорошо раскристаллизованными участками одних и тех же нодулей ильменита, тогда как содержания Ni и Cr в микрокристаллических участках могут быть такими же или даже большими.

Корреляционный анализ, проведенный Митчеллом и др. [419], Хагерти [245] и Митчеллом [421], показывает наличие значимых связей между различными парами элементов:

а) линейная или гиперболическая положительная корреляция: Ti—Fe²⁺, Ti—Mg, Ti—Mn, Mg—Mn, Mg—Ni, Fe³⁺—Al, суммарное Fe—Sc, Zr—Hf, Zr—Nb, Nb—Ta, Cr—Ni и Cr—Cu.

б) линейная или гиперболическая отрицательная корреляция: Ti—Fe³⁺, Ti—Al, Ti—Nb, Ti—Zr, Fe²⁺—Fe³⁺, Fe²⁺—Al, Fe²⁺—Cr, Fe²⁺—Ni, Mg—Fe³⁺, Mg—Nb, Mg—Zr, Mn—Fe³⁺, Mn—Al, Mn—Cr, Ni—Zr, Ni—Nb, Cr—Sc.

Значимая отрицательная корреляция существует между группами элементов Mg, Ni—Nb, Zr; Ti, Fe²⁺, Mn—Fe³⁺, Al. Большинство коррелятивных связей для главных и малых элементов может быть объяснено замещениями: а) двухвалентных ионов Fe²⁺—Mg—Mn; б) трехвалентных ионов Fe³⁺—Al—Cr; в) гетеровалентными 2R³⁺—(R²⁺—R⁴⁺). Однако помимо предсказуемых на этом основании линейных и гиперболических корреляций имеются также параболические корреляции (пока еще не поняты) между следующими парами элементов: Ti—Zr, Mg—Cr, Al—Cr, Fe³⁺—Cr, Mg—Fe²⁺ и Mg—Al. Можно заметить, что высокие концентрации Cr свойственны высокомагнезиальным ильменитам (например, в Айзон-Крик), хотя, как отмечалось выше, не существует общей положительной корреляции Mg—Cr.

2. *Первичный ильменит основной массы* наблюдается в виде угловатых зерен размером 0,02—0,05 мм. Для кимберлитов Лесото и трубки Весселтон Данчин и др. [120] установили, что ильмениты из внешних зон автолитов значительно более магнезиальны (10—15 вес. %) по сравнению с ксенокристаллами (?) ильменита, которые образуют ядра автолитов (7,6 вес. % MgO). Этот факт хорошо согласуется с повышением содержания MgO в более поздних внешних зонах, нарастающих на первичные зерна ильменита (см. ниже). Помимо отмеченных выше изолированных зерен Митчелл [419] упоминает о высокомагнезиальном ильмените (19 вес. % MgO), замещающем рутил в основной массе кимберлита из трубки Весселтон; хотя, возможно, это является результатом субсолидусной реакции в основной массе, следует отметить, что ильменит частично замещает рутил в некоторых ксенолитах эклогитов [206], и раздробленные эклогиты могут обогащать основную массу кимберлита ильменит-рутиловыми

сростками. Тем не менее наблюдается бимодальное распределение содержаний MgO в поздних зонах ильменита вокруг первичных зерен (см. ниже). Помимо упоминавшихся выше изолированных зерен Митчелл [419] выделяет:

3. *Выделения ильменита в зернах титаномагнетита* связаны с субсолидусными процессами [244]; они характеризуются низкими содержаниями MgO (1 вес. %) и Cr₂O₃ (<0,5 вес. %).

4. *Вторичный ильменит* входит в состав реакционных каемок вокруг ксенокристаллов ильменита в кимберлите трубки Ликхобонг, Лесото [243]. Зональность каемки (от центра к периферии) такова: ксенокристалл ильменита → магнезиоферрит → ульвошпинель → вторичный пикроильменит → титано-железистый плеонаст → перовскит. Распределение MgO в ксенокристаллах ильменита характеризуется обратной зональностью (от 11 % MgO в ядре до 16 % MgO в оболочке); содержание Fe₂O₃ одинаково низкое (0,5 %) как в ядре, так и в оболочке. Вторичный пикроильменит, заключенный между двумя зонами шпинели, содержит много MgO (до 20 %) и приблизительно 2 % Fe₂O₃, образование вторичного ильменита (а также шпинели и перовскита) объясняется изменением окислительно-восстановительного потенциала летучей газовой фазы.

5. Пикроильменит также наблюдается в составе *ильменит-рутиловых сростков* [244]. Несмотря на некоторое сходство их с продуктами твердофазового распада ильменита, сростки, скорее всего, являются результатом термального разложения армоколита (FeMgTi₂O₅ → FeMgTiO₃ + TiO₂).

6. *Включения ильменита в кристаллах алмаза* из Якутии характеризуются относительно высоким содержанием TiO₂ (55,0—57,8 вес. %) и низким — Fe₂O₃; содержание MgO в них составляет 9,6—11,3 %, что отличает их от большинства обычных кимберлитовых ильменитов [543]. В отличие от этого ильменит, включенный в бразильский алмаз, почти чисто железистый, содержащий всего 0,16 вес. % MgO [408].

7. *Ильменит, наблюдаемый в виде включений в оливине* из пород силла Бенфонтейн, высокомагнезиальный (13,8 вес. % MgO), но содержание хрома в нем не особенно высокое (1,5 вес. % Cr₂O₃) [138]. В противоположность этому ильменит, включенный в оливин из кимберлитов района Айзон-Крик, Кентукки, несмотря на высокую магнезиальность (15,74 вес. % MgO), значительно богаче Cr₂O₃ (5,04 вес. %) [69]. Следует отметить, что все ильмениты из кимберлитов района Айзон-Крик высокомагнезиальные (табл. 11), в том числе и ильменит из клинопироксен-ильменитового сростка в этом кимберлите [240]¹. *Пикроильменит*, включенный

¹ В работе Герни и др. [240] ошибочно написано, что клинопироксен-ильменитовый сросток KEN 1 взят из графства Райли. В действительности же (Герни, личное сообщение) анализировавшийся образец отобран из кимберлита района Айзон-Крик, графство Эллиот, Кентукки.

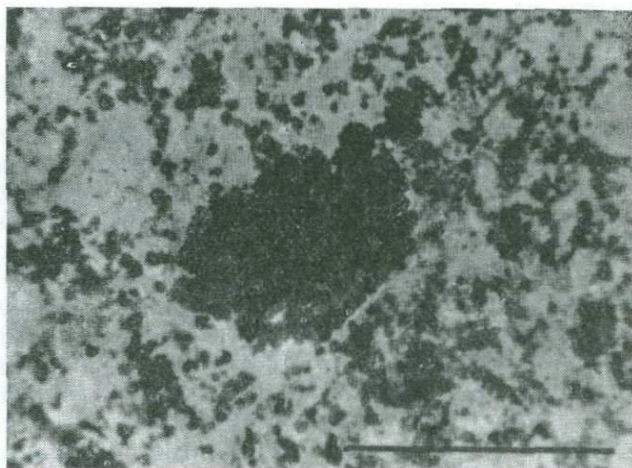


Рис. 26. Микрофотография кимберлита трубки Монастери; виден непрозрачный ильменит, окруженный полупрозрачным перовскитом. Длина масштабной линейки 2 мм; при одном никеле.

ный в циркон из кимберлита трубки Као, Лесото, весьма обычен и содержит 8,77 вес. % MgO и 0,57 вес. % Cr_2O_3 [330].

Изменение. Ильменитовые нодулы сильно трещиноваты и цементированы кальцитом (например, в трубке Монастери); кроме того, они обычно неравновесны с самим кимберлитом. Помимо описанных выше оболочек, состоящих из шпинели и вторичного перовскита, встречаются и чисто перовскитовые оболочки (рис. 26).

Сам перовскит может быть замещен сфеном (иногда в виде дендритов); очень редко ильменит может непосредственно замещаться сфеном [206]. Более того, сообщалось о замещении титаномагнетит-ильменитовых сростков агрегатом сфен + шорломит [244]. Выше отмечалось, что ильменитовые нодулы обычно округлые и кавернозные, при детальном рассмотрении их поверхности оказались сложноскульптурированными с большим разнообразием форм микрорельефа [521].

Перовскит CaTiO_3 — один из характерных акцессорных минералов кимберлитов, а в исключительных случаях может входить в состав главных компонентов, как это наблюдается в кумулятивных слоях перовскит-шпинелевого состава силлов района Бентфонтейн [138]. Он встречается 1) в виде отдельных кристаллов в основной массе, 2) в составе реакционных оболочек вокруг магнезиального ильменита (рис. 26) и 3) как член серий эпитаксиальных зон, окружающих зерна других окислов или силикатов. Ниже приведены примеры таких серий (от ядра к оболочке) [138, 243, 244, 101, 492]:

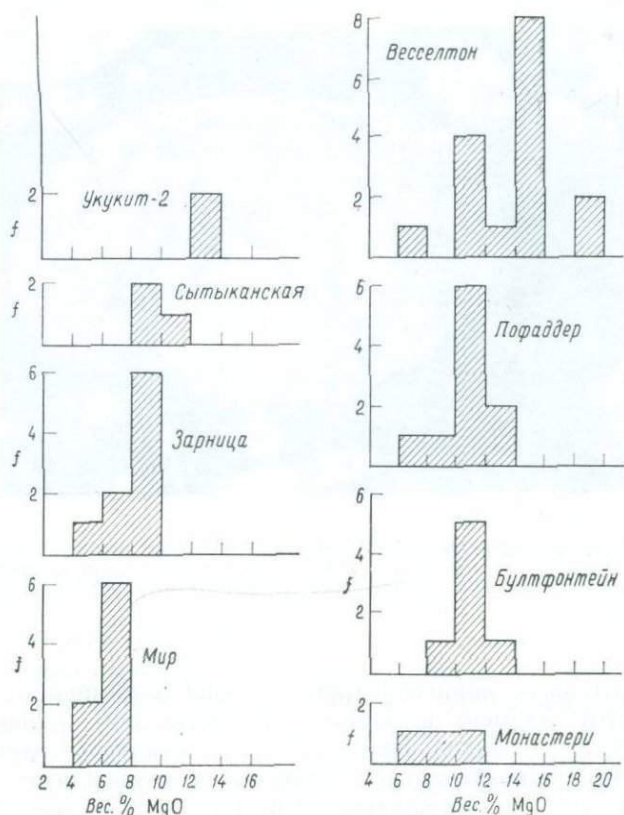


Рис. 27. Гистограмма содержаний MgO в ильменитах из некоторых якутских и южноафриканских кимберлитовых трубок (использованы те же данные, что и в табл. 11).

оливин—перовскит,
 оливин—перовскит—шпинель (рис. 28),
 оливин—перовскит + серпентин—рутил,
 ильменит—магнезиальная ульвошпинель—перовскит,
 ильменит—серпентин + рутил—перовскит + рутил,
 хромит—шпинель—перовскит,
 хромит—карбонат—перовскит—рутил—(± хизлеудит).

Значимые химические различия между перовскитами отдельных зерен, реакционных оболочек и зон отсутствуют, все они по составу близки к чистому CaTiO_3 ; имеются примеси FeO (до 2,4 %) и MgO (до 0,22 %), в очень небольших количествах присутствуют также MnO и Al_2O_3 . В ограниченной степени наблюдается замещение $\text{Ca}^{2+}\text{Ti}^{4+}$ парой $\text{Na}^+\text{Nb}^{5+}$: содержание Na_2O достигает 0,88 %, а Nb_2O_5 — 1,45 % [221, 417, 493]. Хотя перовскит

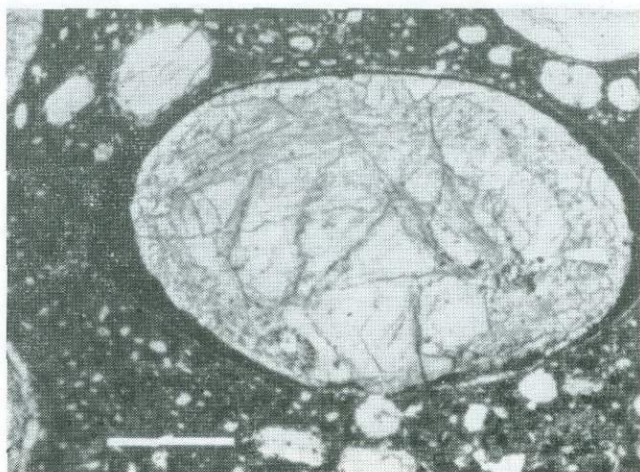


Рис. 28. Микрофотография рудной каемки, состоящей из внутренней зоны перовскита и внешней зоны шпинели, которая окружает оливин из кимберлитового потока вулкана Игвиси-Хиллс, Танзания. Длина масштабной линейки 2 мм; при одном никеле.

является главным концентратором ниобия в кимберлитах, он содержит этот элемент в значительно меньшем количестве, чем перовскит карбонатитов. Перовскит также является главным концентратором редкоземельных элементов в кимберлитах: содержание редких земель, замещающих Са, достигает 3,6 вес. %, причем преобладают легкие р. з. э., в особенности La, Ce и Nd [442, 289, 493]. Распределение р. з. э. в перовските из трубки Поисковая в Якутии [471] является типичным для кимберлитов: La — 23,3; Ce — 41,7; Pr — 7,6; Nd — 19,5; Sm — 2,8; Gd — 7,3; Dy — 1,7; Y — 5,3 (вес. % суммы р. з. э.).

Пироклор редок; известна его находка в обогащенной карбонатами взрывчатой кимберлитовой брекчии Куонамского района в Якутии [201], (см. также разд. 6.8).

Гидроокислы железа наблюдаются практически во всех кимберлитовых телах, особенно в верхних горизонтах диатрем, выполненных брекчиями; они являются основным красящим веществом «желтой земли».

Кварц. Вторичный кварц вместе с вторичными кальцитом и пиритом наблюдается в трещинах и кавернах, во многих кимберлитах. Первичный кварц встречается вместе с магнетитом и анкеритовым сидеритом в глобулах кимберлита из силла Бенфонтейн, ЮАР [138].

Халцедон наблюдается во внутренних зонах силицификации в некоторых кимберлитах, а также в зонах контактов с вмещаю-

щими породами, где иногда может проявляться интенсивное окремнение, например так называемая брекчия Мак-Кьюэна на контакте трубки Мвадуи, Танзания [171].

Минералы TiO_2 . *Рутил* — наиболее распространенная полиморфная модификация TiO_2 , наблюдаемая в основной массе многих кимберлитов; однако в виде отдельных зерен он встречается редко. Обычно же он окаймляет ильменит и, реже, вмещает ламелли ильменита, образовавшиеся вследствие распада твердого раствора [244]. Рутил является аксессуарным минералом ксенолитов в кимберлитах (весьма обычным для эклогитов, но редким для перидотитов), возможно, что разрушенные ксенолиты служили источником большей части рутила еще до образования каемок вокруг ильменита. Кроме того, Хаггерти [244] полагает, что редкие сростки рутила с ильменитом возникли в результате термального разложения армолколита. Некоторые рутилы, которые предположительно можно считать кристаллизовавшимися непосредственно из кимберлитового расплава, образуют узкие каемки (вместе с никелистым пиритом) вокруг перовскита в кимберлитовом теле Пёюк на острове Сомерсет, Канада [428]. В сильно выветрелых кимберлитах *анатаз* вместе с гематитом представляет собой продукт распада ильменита; *брукит* был твердо диагностирован только в концентратах из неизвестных трубок [243].

Редкие минералы титана. *Армолколит*, похожий на псевдобрукит минерал с общей формулой $Fe_{0,5}^{2+}Mg_{0,5}Ti_2O_5$, был впервые открыт в лунных образцах, доставленных «Аполлоном-11». Сейчас армолколит обнаружен в виде мельчайших (25—50 мкм) дискретных кристаллов в ассоциации с рутилом и высокомагнезиальным ильменитом в кимберлите трубки Дютойтспан [244]. Помимо этого в земных условиях армолколит найден только в калиевых лампрофирах из Смоки-Бьютт, Монтана [584], которые, как и кимберлиты (хотя и отличаются от них большей кремнеземистостью и присутствием санидина), содержат титанистый флогопит, титанистый диопсид и калиевый рихтерит; в отличие от лунного армолколита в его состав входит окисное железо. Следует заметить, что Хаггерти [244] не исключал возможности присутствия окисного железа в армолколите из трубки Дютойтспан.

Еще три титановых минерала, которым пока еще не дано названий, были найдены в различных кимберлитах. Сложный барий-и ванадийсодержащий титанат (TiO_2 — 53,2, MgO — 3,66, BaO — 4,07, FeO — 11,3, Cr_2O_3 — 18,0, V_2O_5 — 8,46 вес. %), окаймленный агрегатом перовскит+ильменит и включенный во флогопит, был обнаружен в кимберлите из трубки Де-Бирс [244]. Второй минерал, образующий оторочки вокруг первичного циркоильменита в трубке Као, по составу относится к серии твердых растворов между перовскитом и гематитом; он содержит 50—75 мол. % $CaTiO_3$ [244]. Третий минерал, водный магнезиальный титаносиликат, встречается в виде округлых зерен размером 50—100 мкм

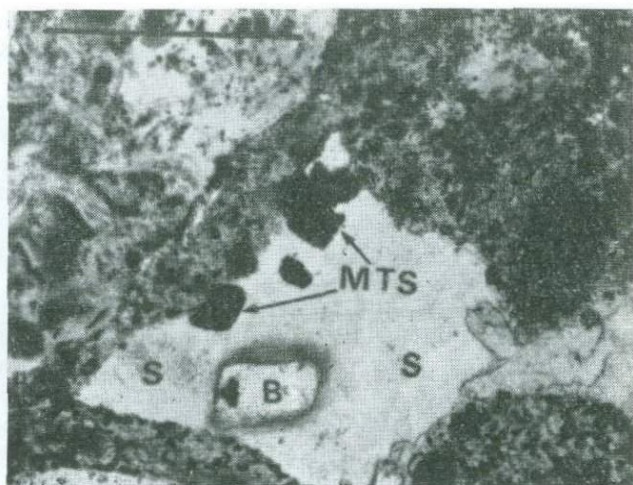


Рис. 29. Микрофотография межзернового выделения в кимберлите трубки Дютойтспан, ЮАР, состоящего из серпофита (S), барита (B) и магниезильного титаносиликата (MTS). Длина масштабной линейки 2 мм; при одном никеле.

вместе с баритом и кальцитом в межзерновых выделениях серпофита в кимберлитовой дайке, пересекающей кимберлиты трубки Дютойтспан (рис. 29); его состав, вес. %: SiO_2 — 16,4, TiO_2 — 29,8, Al_2O_3 — 0,14, FeO — 15,6, MnO — 12,0, MgO — 17,4; сумма — 91,8 вес. % (неопубликованные данные Доусона).

Бадделейт был найден в двух формах: 1) в виде мелкозернистых оторочек (совместно с $\gamma\text{Zr}_2\text{O}$) на кристаллах циркона [452, 328] и 2) в виде хорошо образованных небольших (до 0,5 мкм) одиночных кристаллов (трубка Айхал, Якутия [378]) или округлых зерен (концентрат из кимберлитовых трубок рудника Бакванга, Заир [193]). Полуколичественный спектральный анализ айхалского бадделейта показал присутствие в нем небольших количеств Ti, Nb, Hf, Sn, Fe, Al, Mg, Mn, Cr, Ce и Sc.

Минералы группы брусита. Несмотря на то что кимберлит представляет собой породу, обогащенную магнием и водой и, следовательно, потенциально содержащую брусит (особенно низкокремнеземистые разновидности), лишь недавно появилось сообщение о первых находках брусита в трубках Удачная-Восточная и Новинка, Якутия [370]; этот минерал был диагностирован здесь как рентгенографически, так и методом термогравиметрии.

Базируясь на преобладании MgO над SiO_2 в серпентине (по сравнению с его стехиометрическим составом), Мальков [370] предполагает, что криптокристаллический брусит присутствует также в ряде других якутских кимберлитов. Это предположение представляется весьма правдоподобным, если иметь в виду, что

брусит и минералы группы серпентина оптически сходны; следует признать, что брусит более распространен в основной массе кимберлита, чем это предполагалось до сих пор.

Минерал группы брусита, названный амакинитом, был найден в трубке Удачная-Восточная; его общая формула $\text{Fe}(\text{OH})_2$, наблюдается ограниченное замещение двухвалентного железа магнием и марганцем [325].

6.6. Карбонаты

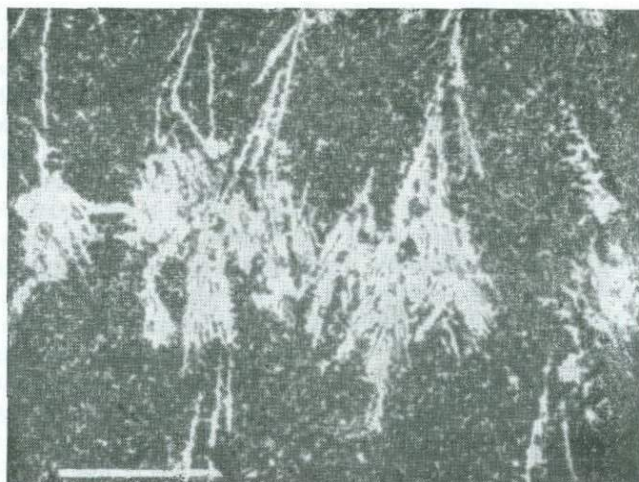
В кимберлитах обнаружены следующие карбонаты: кальцит, магниезный кальцит, сидерит, доломит, арагонит, стронцианит и шортит; из них важным минералом является лишь кальцит.

Кальцит присутствует в большинстве кимберлитов, его содержание изменяется от незначительного до весьма существенного. До 1960 г. полагали, что кальцит представляет собой либо позднюю вторичную фазу, либо продукт выветривания. Хотя такие способы образования кальцита в кимберлитах не подлежат сомнению, появились данные (количество которых все возрастает) о том, что по крайней мере некоторые кальциты из некоторых тел являются первичной фазой. Один из лучших примеров представляют слоистые силлы месторождения Бенфонтейн [138], где большая часть транспортирующего расплава и межзернового материала раскристаллизовалась в виде высокотемпературного кальцита; формы выделения кальцита варьируют от пойкилитовых вростков до столбчатых и сфероидных кристаллов и дендритовых образований; последние возникают вследствие закалки расплава (рис. 17 и 30); встречаются лейсты кальцита в трахитовой основной массе (рис. 31 и 32). Кальцит может также замещать серпентинизированный оливин. Кальцит из кимберлита силлов месторождения Бенфонтейн, представляющий собой продукт магматической дифференциации, содержит существенные количества стронция, иттрия, бария, лантана, свинца, урана и тория; эти особенности, а также величина отношения Th/U (<1) сближают его с кальцитом карбонатитов [138]. Изотопные исследования первичных кимберлитовых кальцитов еще более подчеркивают их сходство с карбонатитовыми кальцитами: отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кальците из кимберлитов Бечелор-Лейк, Квебек, и графства Райли, Канзас, варьирует от 0,7028—0,7046 для первичных кальцитов до 0,7051—0,7067 для кальцитов, замещающих ранние фазы, и до 0,7079—0,7093 для постмагматических жил [74, 77]. Содержание стронция в первичном кальците высокое (2200—9200 млн⁻¹); в трубке Бала, Канзас, содержание стронция в первичном кальците растет с глубиной [74].

Распределение изотопов углерода и кислорода в кимберлитовых кальцитах дает более сложную картину. Соотношения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для кимберлитовых пород в целом (отражающие главным

образом соотношение их в доминирующем карбонате—кальците) весьма изменчивы (рис. 24). Большинство образцов попадает в область $\delta^{13}\text{C}$, характерную для карбонатитов и алмазов, но некоторые выходят за ее пределы. Для $\delta^{18}\text{O}$ область вариаций шире (6—24 ‰), и лишь немногие образцы обладают характеристиками первичных карбонатитов. В немногих случаях, когда анализировались сосуществующие пары кальцит+доломит, было установлено, что оба минерала обладают примерно одинаковыми величинами $\delta^{13}\text{C}$, но при этом доломиты характеризуются более высокими (примерно 2 ‰) значениями $\delta^{18}\text{O}$ [528].

Как отмечалось выше, остальные карбонаты сравнительно редки, хотя *доломит* часто замещает более ранние магниевые фазы. *Арагонит* в форме волокнистых, инкрустационных и радиально-лучистых агрегатов известен в трубках Удачная, Малютка, Якутская и Маршрутная, Якутия; образец из трубки Малютка по аналитическим данным содержит небольшие количества MgO (2,47 вес. %), SrO (0,03 %) и BaO (0,12 %) [47, 48]. Лучистые выделения арагонита наблюдаются также в пустотах современного кимберлитового потока вулкана Игвиси-Хиллс, Танзания (неопубликованные данные Доусона). *Стронцианит* отмечается в верхних горизонтах трубок Зарница и Удачная, где он выполняет трещины и пустоты в кимберлите; в обоих случаях он нарастает на целестин и, по-видимому, его замещает (?); стронцианит содержит 14—17 мол. % кальцита [47]. *Шортит* обнаружен в основной массе слюдяного кимберлита из дайки в руднике Верхняя



Р и с. 30. Микрофотография дендритов быстро затвердевшего кальцита в основной массе, обогащенной шпинелью и перовскитом. Нижний сикл месторождения Бенфонтейн, ЮАР. Длина масштабной линейки 1 мм; при одном никеле.

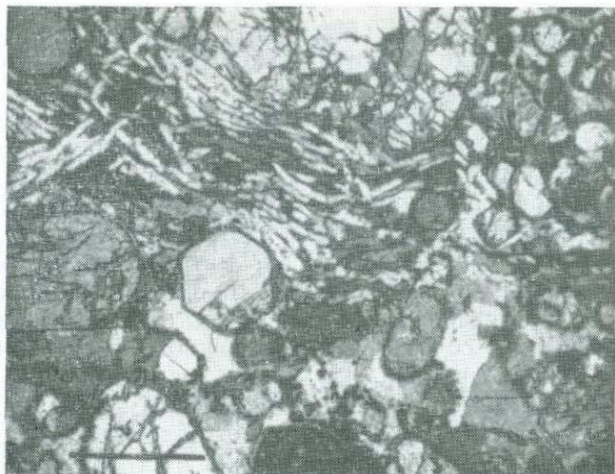


Рис. 31. Трахитовая структура кимберлита Среднего силла месторождения Бенфонтейн, образованная лейстами кальцита; изометрические кристаллы — главным образом оливин. Длина масштабной линейки 2 мм; при одном николе.



Рис. 32. Микрофотография трахитовой структуры, образованной пластинчатыми кристаллами кальцита в кимберлитовом потоке вулкана Игвиси-Хиллс, Танзания. Крупные кристаллы со сглаженными очертаниями — оливин. Длина масштабной линейки 2 мм; при одном николе.

Канада, Онтарио [597]; было высказано предположение, что в этой породе наличие шортита может быть результатом твердофазового распада ниерерита [109].

Шепард и Доусон [528] указывали на различия в соотношениях углерода и кислорода карбонатов в пределах отдельных тел и даже внутри одного образца. Эти различия хорошо иллюстрируются примером силлового комплекса Бенфонтейн, ЮАР. В одном случае карбонат, сконцентрированный в результате дифференциации в пределах одного слоя, мигрировал кверху с образованием корневых и обособленных диапиров. Карбонат из первичного слоя представлен магнезиальным кальцитом ($\text{Ca}_{99}\text{Mg}_1$), ассоциирующимся со шпинелью сложного состава (приблизительно 15 мол. % шпинели, 42 мол. % ульвошпинели, 13 мол. % титаношпинели, 26 мол. % магнезиоферрита). Обособленные диапиры зональны: внешняя зона сложена доломитом ($\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{44}\text{Fe}_1$), а внутренняя — анкеритовым сидеритом ($\text{Ca}_{13}\text{Mg}_{11}\text{Fe}_{76}$), который может находиться в сростании с глиноземистым магнетитом и (или) кварцем ([138] и неопубликованные данные Доусона)]. Эти различия между ассоциациями карбонатов исходных пород и диапировых образований обусловлены несмесимостью жидкостей, но могут также отражать различия в температурах кристаллизации и f_{O_2} . В дайках карбонатитовых кимберлитов в долине реки Сагуэней, Квебек, Гиттинс и др. [214] обнаружили кальцит как среди фенокристаллов, так и в основной массе; первые содержат больше железа и магния, но обеднены стронцием по сравнению с кальцитом из основной массы.

Стронциевый кальцит и железистый магнезит установлены в виде включений в пироповых гранатах из кимберлитов Аризоны [389], а включения кальцита наблюдаются в оливинах из кимберлитовых потоков Игвиси-Хиллс, Танзания [492]. По крайней мере для этих карбонатов мантийное происхождение не вызывает сомнений.

6.7. Сульфаты

Сульфаты наблюдаются в качестве низкотемпературных фаз; они выполняют пустоты в основной массе кимберлитов и прожилки.

Барит отмечен в южноафриканских трубках Кимберли и Ньюлендз [595] и в нескольких якутских трубках, включая Удачную, Сытыканскую, Загадочную и Долгожданную [48]. Анализ барита из трубки Загадочная показал наличие в нем 2,18 вес. % СаО и 1,64 вес. % SrO. Во всех упомянутых случаях как в Южной Африке, так и в Сибири барит наблюдается в верхних частях трубок. Однако Доусон (неопубликованные данные) обнаружил включения барита в серпофитовых выделениях в гипабиссальной дайке близ трубки Дютойтспан на горизонте 396 м. *Gunc*, как и

барит, найден в близповерхностных зонах выветрелых кимберлитов в трубках Мир, Удачная и Январская,* Якутия [48]. Ангидрит отмечен в трубке Мир несколькими исследователями, которые в трубках Обнаженная и Удачная нашли также эпсомит. Целестин наблюдается в верхних частях трубок Удачная и Зарница; его окраска изменяется от голубой до розовой; голубой целестин практически чист по составу (1 % СаО и 0,38 % ВаО), тогда как розовая и белая разновидности содержат меньше ВаО, но больше СаО (до 4 вес. %) [48].

6.8. Фосфаты

Из фосфатов в кимберлитах обнаружены лишь апатит и монацит. Апатит весьма обычен и встречается во многих телах; по морфологии его кристаллы весьма разнообразны. Чаще всего это толстопризматические округлые кристаллы, но Вагнер [595] приводит иллюстрации идиоморфных скелетных кристаллов; такие же кристаллы найдены также в кимберлитовом потоке вулкана Игвисси-Хилле, Танзания [492]. Игольчатые кристаллы апатита в составе розеток или сноповидных агрегатов рассматривались как продукт закалки; они известны в кимберлитах силлов Бенфонтейн [138], трубки Као [102] и даек долины реки Сагуэней, Квебек [214]; Вагнер [595] сообщает, что «игольчатые кристаллы... могут иногда быть разрушены у основания на границе с поверхностью оливинового фенокристалла».

Опубликовано лишь несколько анализов кимберлитовых апатитов; согласно двум анализам (Приленский район, Якутия), они являются фторгидроксилатапатами, содержащими заметные количества окислов редкоземельных элементов (~0,5 вес. %) и небольшую примесь SrO (0,23 вес. %) [314]; в этом отношении они схожи с апатитами из карбонатитов. Среди р. з. э. преобладают Ce и Nd (см. ниже).

Монацит редок; он обнаружен в эксплозивных кимберлитовых брекчиях Куонамского района, Якутия; эти брекчии характеризуются большим содержанием кальцита, содержат бадделейт, колумбит, монацит, пирохлор, ксенолиты фенитизированных пород и считаются переходными к карбонатитам [201]. В составе монацитов преобладают легкие р. з. э., хотя распределение р. з. э. (см. ниже) отличается от распределения р. з. э. в кимберлитовых апатитах; нижеприведенные примеры взяты из работы Илупина и др. [289] (содержания отдельных элементов — в вес. % суммарного количества р. з. э.):

	R ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Y
Апатит, трубка Маричка	1,23	18	41	6	22	4	1	3	1	1	1	1	10
Монацит, Куонамский район	—	43	47	2	7	1	—	—	—	—	—	—	—

6.9. Силикаты

6.9.1. Незосиликаты

Группа оливина. 1. *Магнезиальный оливин*, вместе с продуктами его изменения, является наиболее распространенным компонентом кимберлита, за исключением некоторых слюдяных кимберлитов, в которых преобладает флогопит. Обычно он наблюдается в виде больших округлых мегакристаллов, размером 1—10 мм, хотя известны отдельные кристаллы до 15 см [61]; меньшие и менее распространенные эвгедральные кристаллы поздней генерации развиты в основной массе. Оливин может быть свежим, тогда он имеет лимонно-зеленый цвет и стеклянный блеск; при частичном или полном замещении минералами группы серпентина с примесью магнетита он приобретает темно-коричневую или черную окраску. Даже наиболее свежие зерна отделены от основной массы тонкой каемкой минералов группы серпентина, по которым иногда развивается гидрофлогопит [127]. В кимберлитах из силлов района Бенфонтейн и из потока вулкана Игвис-Хилл некоторые сильно округлые и рекристаллизованные мегакристаллы окаймлены тонкими оболочками перовскита или перовскита и шпинели (рис. 28) [138, 492].

Можно выделить два морфологических типа оливина: а) бесформенные округлые зерна самых различных размеров и б) эвгедральные или субэвгедральные кристаллы размером менее 2 мм. Что касается крупных округлых зерен, то некоторые из них, имеющие зеленый цвет, наблюдаются в непосредственной близости от разрушающихся ксенолитов перидотита; в этом случае их происхождение из этого источника не вызывает сомнений. Их состав (Fe_{89-94} ; содержание Ni 0,3—0,5 вес. %; примесь Ca, Cr, Ti и Al меньше 0,1 вес. %) соответствует составу большинства перидотитовых оливинов. Такое же происхождение может быть приписано отдельным мегакристаллам, у которых отмечаются такие особенности, как полосы деформации, волнистое погасание или периферическая рекристаллизация, и сросткам оливина с энстатитом, пиропом, диопсидом, хромитом или флогопитом (или оливином, содержащим включения этих минералов). Митчелл [419] и Бойд [61] установили, что для образования всех крупных мегакристаллов в кимберлите было бы необходимо разрушение чрезвычайно большого количества ультраосновных ксенолитов; эти авторы предполагают, что многие из округлых мегакристаллов форстерита являются фенокристаллами, которые претерпели истирание. Другие крупные мегакристаллы (до 15 см) темно-коричневого оливина варьируют по составу от Fe_{80} до Fe_{88} ; содержание NiO в нем понижается при возрастании железистости [69, 419; 61, 179]; один из таких кристаллов в трубке Монастери [61] находится в сростании с высокотитановым пиропом.

Некоторые из небольших эвгдральных кристаллов обладают почти совершенными кристаллографическими очертаниями. Они могут содержать мелкие включения ильменита, рутила или шпинели (рис. 33), которые обычно локализуются по периферии, что иногда дает четкую зональность, параллельную граням зерен [595, 138]. Краевая зональность отмечается в эвгдральных оливинах из основной массы кимберлитов районов Весселтон, Бенфонтейн, ЮАР, Айзон-Крик, Кентукки, и юго-западной Гренландии, где границы зон согласны с внешними формами кристаллов. В большинстве случаев зональность выражается в увеличении железистости в оболочках зерен, но имеются примеры более магнезиальных оболочек; тем не менее вариации содержания главных элементов в ядре и оболочке невелики, обычно менее 1 % Fe , хотя имеются редкие кристаллы с вариациями до 4 %. Вариации содержания элементов-примесей более заметны: содержание NiO резко понижается от ядра к оболочке часто с одновременным возрастанием содержания CaO ; в некоторых кристаллах обеднение оболочек NiO сопровождается увеличением содержания MgO [138, 179]. Скопления эвгдральных зерен оливина и небольшие сложные нодулы, сложенные эвгдральными зернами оливина, отмечаются в силлах района Бенфонтейн [138]. Более того, следует иметь в виду, что многие из мелких ангдральных кристаллов оливина, возможно, первоначально были эвгдральными, но впоследствии приобрели округлую форму в процессе транспортировки и внедрения; при этом тонкие, отличающиеся по составу оболочки эвгед-

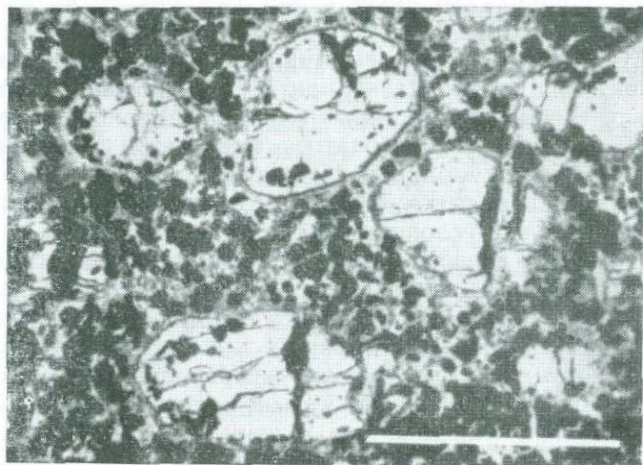


Рис. 33. Оливин в основной массе кимберлитового силла месторождения Бенфонтейн; хорошо видны включения рудных минералов параллельно границам кристаллов. Основная масса состоит главным образом из шпинели, перовскита и кальцита. Длина масштабной линейки 1 мм; при одном никеле.

ральных кристаллов могли быть уничтожены даже при очень небольшой степени истирания.

Хотя большинство мелких эвгедральных кристаллов оливина имеет состав Fe_{89-94} , Бойд [61] описывает более железистые (Fe_{86}) зерна в кимберлите трубки Монастери, где присутствуют мегакристаллы того же состава; об их зональности он не упоминает.

Помимо включений силикатных минералов в оливинах были отмечены более необычные включения. Ильменит был встречен в оливинах районов Бенфонтейн, ЮАР [138], и Айзонвилл, Кентукки [69], в последнем случае он сильно обогащен Cr_2O_3 (5,04 вес. %). Реддер [509] указывал на жидкие включения CO_2 в оливинах из кимберлитов, а Хаггерти [244] сообщил о включении Ni-Fe-сплава в оливине из кимберлита района Раматселесо, Лесото. Оливины из трубки Удачная, Якутия, содержат включения хромшпинели, пироп-альмандина, содержащего кноррингитовый минал, орто- и клинопироксена, пирротина, пентландита и халькопирита [346], а кальцит, пироп, пироксен, хромит и флогопит включены в мегакристаллы оливина из кимберлитового лавового потока Игвиси-Хиллс, Танзания [492]. Небольшие сферoidalные включения кимберлита и капельки сульфидов наблюдаются внутри крупных мегакристаллов оливина в кимберлите трубки Монастери [246]. При этом флогопит из вмещающего кимберлита содержит меньше TiO_2 (3,6—6,3 вес. %), чем слюда в кимберлите-включении (0,9—4,8 вес. %), а ильмениты из кимберлита-включения богаче MgO , чем ильмениты из вмещающего кимберлита; шпинели во вмещающем кимберлите являются Mg-Ст-титаномагнетитами, тогда как во включениях — Mg-титаномагнетитами. Сульфидные включения представлены агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита. В отношении кристаллов хромита, встреченных в некоторых оливинах, Бернс [82] предположил, что они могли образоваться благодаря первоначальному вхождению в решетку оливина ионов Cr^{2+} (в условиях чрезвычайно высоких давлений), и хромит в оливине мог появиться в результате окисления в условиях снятия давления.

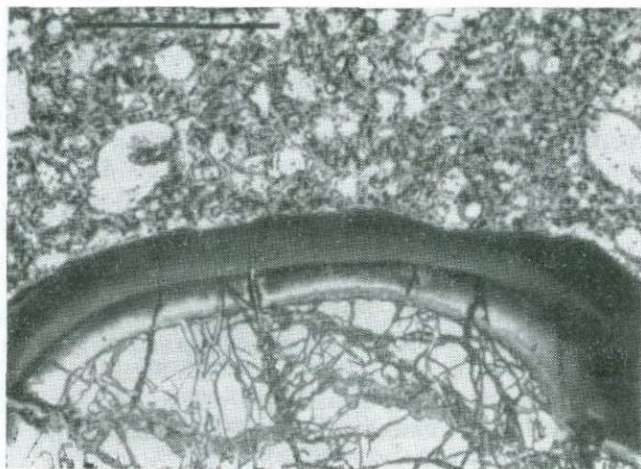
2. *Монтичеллит* первоначально рассматривался как редкий для кимберлитов минерал, но недавние исследования основной массы некоторых кимберлитов показали, что он более обычен, чем предполагалось ранее. Он был предварительно диагностирован по оптическим константам в нескольких кимберлитовых телах Лесото [127]; затем было установлено, что он составляет 80 % основной массы тела Монтичеллитового в Якутии, где он образует также реакционные каймы на мегакристаллах форстерита; здесь монтичеллит содержит 20—30 % ферримонтичеллитовой молекулы [443]. Каемки монтичеллита вокруг форстерита также известны в кимберлите из Гвены, Заир, где его присутствие приписывается реакции между форстеритом и кальцитовой основной

массой [585]. Он наблюдается также в качестве первичной фазы основной массы в оливинофировых «перидотитах», которые слагают небольшое тело на фланге кимберлит-карбонатитового вулкана Гросс-Бруккарос, Намибия [297], и в кимберлитовых диаатремах гор Бэрпо, Монтана [272]. Монтичеллит (определенный микронзондовым анализом) составляет 50 % основной массы кимберлита последней стадии внедрения в трубке Де-Бирс; он также диагностирован оптически в основной массе кимберлитов из трубок Весселтон, Дютотйтспан, Булфонтейн, Ягерсфонтейн и Матсоку (Clement et al., в печати).

3. *Титаноливин*, о наличии которого в трубке Русловая, Якутия, сообщалось ранее [592], оказался водным титанклиногумитом [525].

Гранат. Гранат относится к наиболее распространенным минералам кимберлитов, а винно-красно-пурпурный пироп рассматривается в качестве одного из наиболее типоморфных минералов, используемых при поисках кимберлитов. В пределах любого кимберлитового тела наблюдаются широкие вариации содержания граната, размера его зерен и цвета. Размер зерен винно-красно-пурпурного граната обычно составляет 1—3 мм, тогда как зерна красно-коричневого граната могут достигать размера грейпфрута. Кроме красных, коричневых, желтых и пурпурных гранатов в некоторых кимберлитах известны редкие зеленые разновидности. Гранаты наблюдаются в виде округлых изолированных мегакристаллов в основной массе кимберлитов, от которой они отделены кольцом келифита, развивающимся за счет граната (рис. 34): в некоторых случаях келифит — мутный микрокристаллический агрегат шпинели, флогопита, хлорита, амфибола и плагиоклаза (?) — может полностью замещать гранат. В процессе этого изменения гранат претерпевает травление (рис. 35).

На основе вариаций в содержаниях CaO, MgO, FeO, TiO₂ и Cr₂O₃ в гранатах Доусон и Стефенс [145, 146] выделили 12 связанных постепенными переходами групп гранатов кимберлитов, ультраосновных и основных ксенолитов и гранатов, включенных в алмазы. Содержания главных окислов в гранатах различных групп приведены в табл. 12. Ниже приводится краткое описание гранатов этих групп. К *группе 1* относят красно-коричневые титанистые пиропы. В деформированных (рассланцованных) лерцолитах они сравнительно мелкие, тогда как отдельные мегакристаллы в кимберлите могут достигать по размеру 5 см. Известны сростания мегакристаллов такого состава с магнезиальным ильменитом, а небольшие кристаллы встречаются в качестве включений в нодулях магнезиальных ильменитов. *Группу 2* представляют мегакристаллы высокотитанового пироба в кимберлите. Они содержат больше TiO₂, чем гранаты группы 1, однако между этими группами имеются постепенные переходы. Гранаты такого состава распространены очень широко. Некоторые из них могут образо-



Р и с. 34. Гранат с реакционной каймой келифита в кимберлите из трубки Франк-Смит, ЮАР; келифит состоит из агрегата микрокристаллических, оптически неразличимых зерен филлосиликатов и шпинели. Длина масштабной линейки 1 мм; при одном никеле.



Р и с. 35. Микрофотография под сканирующим электронным микроскопом ямок травления на поверхности граната, с которой удалена келифитовая кайма, трубка Эксельсиор, ЮАР. Длина масштабной линейки 500 мкм.

Содержания главных окислов и встречаемость различных типов граната согласно Доусону и Стефенсу [145]

Группа	Название	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Встречаемость *
1	Титанистый пироп	0,58	1,34	9,32	20,00	4,82	К, ГЛ, ГОВ, А
2	Высокотитановый пироп	1,09	0,91	9,84	20,30	4,52	К
3	Кальциевый пироп-альмандин	0,31	0,30	16,49	13,35	6,51	К, ГЛ, ГОВ, ЭК, А
4	Титанистый кальциевый магнезиальный альмандин	0,90	0,08	17,88	9,87	9,41	К, ЭК, А
5	Магнезиальный альмандин	0,05	0,03	28,33	7,83	2,44	К, ЭК, А
6	Пироп-гроссуляровый альмандин	0,24	0,27	10,77	10,38	14,87	ГП, ЭК, ГР
7	Железомagneзиальный уваровит-гроссуляр	0,29	11,52	5,25	8,61	21,60	К, ГС
8	Железомagneзиальный гроссуляр	0,25	0,04	6,91	4,69	24,77	ГР
9	Хромовый пироп	0,17	3,47	8,01	20,01	5,17	К, ГЛ, ГОВ, ГГ, ЭК, А
10	Малокальциевый хромовый пироп	0,04	7,73	6,11	23,16	2,13	К, ГС, А
11	Уваровит-пироп	0,51	9,55	7,54	15,89	10,27	К, ГЛ, ГВБ, А
12	Кноррингитовый уваровит-пироп	0,18	15,94	7,47	15,40	9,51	К, ГС

* К — кимберлит, ГЛ — гранатовый лерцолит, ГГ — гранатовый гарцбургит, ГД — гранатовый дунит, ГВ — гранатовый верлит, ГС — гранатовый серпентинит, ГОВ — гранатовый оливиновый вебстерит, ГП — гранатовый пироксенит, ГВБ — гранатовый вебстерит, ГР — гроспидит, ЭК — эклонит, А — включения в алмазе.

вывать сростания с магнезиальным ильменитом. К *группе 3* относят кальциевые пироп-альмандины коричневого цвета. Они встречаются преимущественно в обычных и алмазоносных эклогитах, хотя известны также в кимберлитах и рассланцованных перидотитах. В *группу 4* входят коричневые гранаты, обогащенные FeO (17,9 вес. %) и TiO₂ (0,90 вес. %); они наблюдаются в качестве изолированных кристаллов в кимберлитах и эклогитах. *Группу 5* представляют магнезиальные альмандины (28,3 вес. % FeO); они встречаются как в кимберлитах, так и в эклогитовых включениях из кимберлитов плато Колорадо. *Группа 6* представлена умеренно обогащенными кальцием гранатами, которые в ряде случаев преобладают в высокоглиноземистых (плюмазитовых) эклогитах (содержащих кванит и/или корунд); в ней отсутствуют кимберлитовые гранаты. К *группе 7* относят редко встречающиеся зеленые железомagneзиальные гроссуляр-уваровиты. Большинство представителей этой группы обнаружено в сибирских кимберлитах, но они известны также в трубке Ньюлендс, ЮАР [344, 100]; в одном случае они наблюдались в ксенолите гранатового серпентинита (измененного дунита) из Якутии. Гранаты *группы 8* известны только в гросспидитах; они имеют желто-коричневую окраску и представляют собой железомagneзиальные гроссуляры (24,8 % CaO). Гранаты этого типа до сих пор не встречены в кимберлитах. *Группа 9* состоит из виннокрасных хромовых пиропов, содержащих небольшую примесь TiO₂, и умеренное количество Cr₂O₃. Они широко распространены в кимберлитах и в ксенолитах гранатовых лерцолитов. К *группе 10* отнесены лиловые или фиолетовые малокальциевые хромовые пиропы; по сравнению с гранатами группы 9 они содержат больше MgO и Cr₂O₃ и чрезвычайно мало CaO (2,1 вес. %). Гранаты этой группы преобладают в кимберлитах некоторых трубок (например, Финш) и наиболее обычны в качестве включений в алмазе. В ксенолитах известны только две находки гранатов этой группы. Гранаты *группы 11* — лиловые или зеленые уваровит-пиропы; хотя они характеризуются умеренными содержаниями MgO (15,6 %), но содержат много CaO (10,3 %), Cr₂O₃ (9,5 %) и TiO₂ (0,5 %). Эти гранаты встречаются в кимберлитах и в ксенолитах перидотитов (в том числе рассланцованных); очевидно, они образовались при высокой температуре. К *группе 12* относятся кноррингитовые уваровит-пиропы, которые по составу похожи на гранаты группы 11, но содержат меньше TiO₂ (0,18 %) и очень много Cr₂O₃ (15,9 %). В них установлен конечный член изоморфного ряда — кноррингит Mg₃Cr₂Si₃O₁₂ [450]. Зеленовато-фиолетовые и пурпурные гранаты этой группы встречаются в кимберлитах; только однажды такой гранат найден в ксенолите (алмазоносном гранатовом серпентините из Якутии).

Из этих двенадцати групп девять содержат гранаты, встречающиеся как в кимберлитах, так и в различных типах ксенолитов;

две группы содержат только гранаты из ксенолитов, а одна — только кимберлитовые гранаты. Можно предположить, что гранаты девяти смешанных групп в кимберлиты попали из разрушенных ксенолитов, содержащих гранаты соответствующего состава; однако такой источник гранатов трех из этих девяти групп представляется сомнительным. Отдельные кристаллы малокальциевых хромовых пиропов (группа 10) в кимберлитах довольно обычны, тогда как ксенолиты, содержащие гранаты такого состава, очень редки; не исключена возможность, что эти редкие ксенолиты являются кумулятами. Это же относится и к кноррингитовым пиропуваровитам (группа 12 Доусона и Стефенса). Третья «сомнительная» группа (группа 1 Доусона и Стефенса) включает титанистые пиропы из рассланцованных гранатовых лерцолитов, содержащихся в виде ксенолитов в кимберлитах Лесото, а также крупные мегакристаллы из самих кимберлитов; размер мегакристаллов (1—3 см) свидетельствует о том, что они не могли быть извлечены из разрушенных ксенолитов. По размерам эти мегакристаллы напоминают высокотитановые пиропы, выделенные Доусоном и Стефенсом в группу 2, которые встречаются только в кимберлитах. Состав высокотитановых пиропов схож с составом пироповых мегакристаллов в базанитовых брекчиях западной Шотландии и в меланефелинитовых брекчиях района Какануи, Новая Зеландия; они условно считаются высокобарическими фенокристаллами.

Гранаты, сходные по составу с гранатами группы 2, были синтезированы при 1500°C и 30 кбар в «сухих» условиях из расплава пиролита, содержащего меньше 40 % нормативного оливина, а титанистые и высокотитанистые гранаты (по составу отвечающие представителям групп 1 и 2) сосуществуют с магнетитом и ильменитом в экспериментах с материалом того же состава, но при более низких температурах (950—1100°C) и при содержании H₂O 0,3 % [224].

Таким образом, мегакристаллы титансодержащих пиропов (группы 1 и 2), возможно, являются высокобарическими фенокристаллами, образование которых происходило в процессе кимберлитового магматизма. Два других типа гранатов (группы 10 и 12) сомнительны в этом отношении, хотя в настоящее время они известны главным образом в кимберлитах, и лишь редкие ультрамафические ксенолиты содержат гранаты такого состава; являются ли эти гранаты ксеногенными образованиями или родственными кумулятами, остается неизвестным, однако факт присутствия гранатов группы 10 в виде включений в алмазе указывает на их некоторую связь с кимберлитовым процессом.

Большинство кимберлитовых гранатов, проанализированных к настоящему времени, имеет однородный состав, или, выражаясь более точно, вариации состава в них не изучены. Однако Соболев и др. [552] сообщили о находках зональных гранатов

в трубке Мир, которые имеют фиолетовое железистое хромпировое ядро и серо-зеленую уваровитовую оболочку, относительно обогащенную кальцием и титаном; включения обогащенной титаном магnezияльной хромшпинели редки в ядре, но обильны в оболочке.

В кимберлитовых гранатах известны различные сингенетичные включения: оливин, пироксен, хромит, магnezияльный ильменит и флогопит. Более редки включения алмаза, титанклиногумита, амфибола и карбоната. Включения клиногумита и амфибола наблюдаются в пиропе из кимберлитов Мозес-Рок и Кейн-Валли, Аризона, соответственно [390—392]. Включения карбонатов в пиропе из кимберлитов районов Гарнет-Ридж и Ред-Меза, Аризона, варьируют по составу от стронциевого кальцита до железистого магnezита [399].

Редкие низкотемпературные гидрогранаты отмечены в метаморфизованных ксенолитах известняка из трубки Чомур, Якутия [48], а шорломитовые оторочки вокруг рутил-ильменитовых сростков — в кимберлите трубки Монастерн [244].

Элементы-примеси. К настоящему времени получено еще очень мало данных, относящихся к элементам-примесям в гранатах из кимберлитов. Данные Никсона и др. [452] и Герни и др. [240] показывают, что все типы гранатов содержат небольшие, но варьирующие количества Ni, Sc, Co, V, Zr, Na и р. з. э.; имея в виду ограниченность данных, можно предположить, что крупные дискретные нодулы обогащенных титаном пиропов содержат больше Zr и р. з. э., чем пурпурные зерна хромовых пиропов (которые, возможно, происходят из гранатовых лерцолитов).

Циркон обычно наблюдается в виде округлых зерен длиной до 1 см, хотя известны более редкие кристаллы длиной до 2,5 см и эвгедральные кристаллы. В ультрафиолетовых лучах и, подобно алмазам, в рентгеновских лучах цирконы флуоресцируют; благодаря этому при сортировке алмазных концентратов рентгеновским методом цирконы попадают в одну фракцию с алмазами. Цвет цирконов варьирует от белого до желтого или слабо-коричневого; в противоположность цирконам из других источников кимберлитовые цирконы обладают совершенной спайностью и часто покрыты белой оболочкой.

Химически они довольно чистые; содержание ZrO_2 составляет 65 ± 1 вес. % [515, 285, 330, 331]; другим важным компонентом является HfO_2 , концентрация которого колеблется от 0 до более чем 3 вес. %. Благодаря этому наблюдаются большие вариации отношения Zr/Hf (17—81), хотя Крестен и др. [331] показали, что для каждой конкретной диатремы интервал значений Zr/Hf в цирконах очень узок и является характеристичным для данной диатремы; в качестве примеров они приводят трубки Као (17—24) и Мотае (31—40) в Лесото и Нзеза (45—57) в Танзании. Тем не менее цирконы из некоторых даек обладают более широкими

вариациями этого отношения. Методом гравиметрического анализа в цирконах определены следующие элементы-примеси: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , BeO , MgO , CaO , U , Th и окислы р. з. э. Шатт [515] сообщает, что кимберлитовые цирконы содержат больше MgO , но меньше Y_2O_3 и U_3O_8 , чем цирконы из южноафриканских гранитоидных пород. Содержания U ($7,28 \text{ млн}^{-1}$) и Th ($1,8-7,2 \text{ млн}^{-1}$) дают низкие величины отношения U/Th ($0,23-0,70$), которые характерны также для цирконов из гранитов [2]. Общее содержание р. з. э. очень мало, меньше $0,003 \text{ вес. \%}$; при этом преобладают тяжелые р. з. э. [289].

Упомянутая выше белая оболочка на цирконах состоит из моноклинной (γ) и тетрагональной (β) ZrO_2 [328], т. е. представляет собой смесь γZrO_2 и бадделейта (а не чистый бадделейт, как полагали Никсон и др. [452]); она частично могла образоваться при температурах $500-800^\circ\text{C}$, тогда как для образования чистого бадделейта требуется температура выше 1150°C .

Цирконы из кимберлитов в общем весьма чисты, но в них все же отмечаются включения хромдиоксида, флогопита и ильменита [312, 330].

Кианит был найден в концентратах южноафриканских и якутских кимберлитов; — полагают, что он произошел из разрушившихся ксенолитов кианитовых эклогитов.

Группа гумита. *Титанклиногумит*, содержащий около 5 вес. $\%$ TiO_2 , наблюдается в качестве изолированных зерен, в сростании с оливином Fo_{90-93} и в виде включений в пиропе в кимберлите дайки Мозес-Рок, Юта [391]; одно из зерен пироба содержит включения оливина (?), слюды, титанклиногумита и пикроильменита. Титанклиногумит также отмечен в качестве изолированных зерен в кимберлите района Бьюэлл-Парк, Аризона [23], и в трубке Русловая, Якутия [525].

Датолит встречается в образце «меймечита» из трубки Обнаженная, Якутия [94].

Группа спуррита—афвиллита. *Таумасит* частично или полностью замещает ксенолиты известняка в трубках Новинка и Комсомольская, Якутия [48]. *Афвиллит* вместе с кальцитом и булфонтейнитом выполняет пустоты в ксенолитах долеритов и сланцев в кимберлите трубки Дютойтспан, ЮАР [462]. *Булфонтейнит* встречается вместе с афвиллитом; он был отмечен в кимберлитовых трубках Булфонтейн, Дютойтспан и Ягерсфонтейн [463]. В первой статье, посвященной афвиллиту [462], ассоциирующийся с ним булфонтейнит был ошибочно определен как натролит.

Титанит (сфен) в кимберлитах наблюдается редко, так как его место здесь занимает недосыщенный кремнеземом аналог — перовскит. Он был обнаружен в трубках Укукитской группы и Чомур, Якутия [416], и присутствует также среди продуктов изменения ильменита.

6.9.2. Соросиликаты

Группа мелилита. Хотя мелилит наблюдается в оливиновых мелилититах, которые часто пространственно ассоциируются с кимберлитами, в настоящее время нет достоверных данных о присутствии минералов группы мелилита в кимберлитах. Вагнер [595] полагал, что в некоторых случаях за мелилит мог быть принят апатит. Часто первоначальное присутствие мелилита предполагается на основании наличия пластинчатых лейст кальцита, которые считаются псевдоморфозами по мелилиту [138]. Экспериментальные исследования системы акерманит — CO_2 показывают, что при высоком парциальном давлении CO_2 акерманит неустойчив, в этих условиях стабильна ассоциация кальцит + диопсид [617].

Минералы группы эпидота в кимберлитах редки. Эпидот наблюдается в одной из трубок Заира [193], а клиноцоизит — в трубке Нью-Эландс, ЮАР [131].

Пренит установлен в качестве вторичной фазы в южноафриканских кимберлитах [608], но деталей о его распространении не сообщается.

6.9.3. Иносиликаты

Пироксен — один из наименее распространенных минералов, образующих мегакристаллы в кимберлите, хотя изумрудно-зеленый хромдиопсид является важным минералом-спутником при поисках кимберлитов. Количество, размер и цвет кристаллов пироксена, а также его обломков по спайности сильно варьируют в различных телах. Некоторые темные бутылочно-зеленые диопсиды и темно-коричневые ортопироксены могут достигать размера 15 см, тогда как большинство зерен бросающихся в глаза хромдиопсидов имеют размеры не больше 2—3 мм. Кристаллы обычно округлые и отделены от кимберлита микрокристаллической реакционной каемкой; многие из них по плоскостям спайности частично замещены водными фазами (амфиболом, минералами группы серпентина, флогопитом) и карбонатом.

При статистическом сопоставлении химизма пироксенов из кимберлитов и из родственных им включений, предпринятом с целью исследования их возможных генетических связей, Стефенс и Доусон [558] выделили 5 групп химически различающихся ортопироксенов и 10 групп клинопироксенов с разными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MgO , CaO . Содержания этих окислов в упомянутых группах приведены в табл. 13. Разновидности, относящиеся к различным группам, несколько различаются по цвету. Например, энстатиты (группы 1—3) зеленовато-желтые, тогда как титановый энстатит (группа 4) и высокотитановый бронзит (группа 5) коричневые. Клинопироксены имеют различные оттенки зеленого цвета, в большинстве плохо различимые; однако субкальциевые диопсиды

Содержание окислов в различных группах мегакристаллов пироксенов из кимберлитов и родственных им включений [558]

Группа		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Источник*
<i>Ортопироксены</i>									
1	Энстатит	0,02	0,82	0,29	4,52	36,2	0,41	0,08	К, П, А
2	Сг-Аl-энстатит	0,02	2,83	0,65	4,90	35,2	0,60	0,03	К, П
3	Na-Са-энстатит	0,14	1,45	0,32	5,31	33,8	1,42	0,43	К, П
4	Ti-энстатит	0,14	0,93	0,25	5,98	34,5	0,71	0,17	К, П
5	Высокотитановый бронзит	0,19	1,06	0,10	8,64	32,1	1,07	0,22	К, П, А
<i>Клинопироксены</i>									
1	Субкальциевый диопсид	0,31	2,51	0,43	5,17	20,7	13,8	1,58	К, П, А
2	Диопсид	0,26	2,69	0,71	4,16	16,9	18,4	1,78	К, П, Э, А
3	Ti-Сг-диопсид	0,80	3,86	1,02	2,61	16,0	19,5	1,94	К, П, А
4	Малохромистый диопсид	0,50	3,19	0,09	5,86	16,9	17,5	1,85	К, Э, А
5	Хромдиопсид	0,09	2,50	1,45	2,02	16,8	20,7	1,68	К, П, А
6	Юритовый диопсид	0,27	3,14	2,99	2,37	15,2	17,9	3,11	К, П, А
7	Высокоюритовый диопсид	0,19	3,14	11,8	1,68	19,3	10,6	7,07	А
8	Жадентовый диопсид	0,44	7,61	0,10	6,10	11,5	14,5	4,50	П, Э, А
9	Омфацит	0,27	11,34	0,15	3,29	10,3	14,6	5,09	*Э, А
10	Диопсидовый жадент	0,22	16,87	0,02	2,42	6,36	10,2	7,64	Э
	Типичный диопсид из основной массы **	0,70	0,36	0,12	3,45	17,0	23,9	0,32	

* Источник: К — кимберлит, П — перидотит или пироксенит, Э — эклогит, А — включение или сросток с алмазом.

** Заимствовано у Доусона и др. [149].

(группа 1) серо-зеленые, малокальциевые диопсиды (группа 4) темные бутыльно-зеленые, а хромдиопсиды (группа 5) изумрудно-зеленые.

Общими как для кимберлитов, так и для включений являются все пять групп ортопироксенов и шесть из десяти групп клинопироксенов; если принимать во внимание только химический состав пироксенов, можно заключить, что кимберлитовые пироксены происходят из включений. Тем не менее, анализируя размеры зерен пироксенов, приходим к выводу, что химические критерии, используемые вне связи с другими параметрами, должны приниматься с осторожностью. Например, коричневые мегакристаллы ортопироксена из кимберлита трубки Летсенг, Лесото, по составу относятся к группам 3, 4 и 5. Однако их размер (до 4,5 см) много больше, чем размер сходных по составу ортопироксенов из включений. Химические же различия могут быть объяснены как результат образования фенокристаллов из фракционирующейся магмы, систематические изменения состава которой отражаются в изменении отношения $Mg/(Mg+Fe)$ и содержаний TiO_2 и Cr_2O_3 в кристаллизующихся пироксенах. Такая интерпретация была предложена Герни с соавторами для мегакристаллов ортопироксена из трубки Монастери, которые обладают значимыми постепенными изменениями состава. Особого интереса заслуживают мегакристаллы высокотитанового бронзита (группа 5), которые наблюдаются в виде неправильных сростков с ильменитом; они не отмечены в составе включений. Аналогично среди клинопироксенов имеются большие мегакристаллы (так называемые дискретные нодулы [448]) субкальциевого диопсида (группа 1) и мегакристаллы малохромистого диопсида (группа 4) (часто сростающиеся с пластинками ильменита), которые, судя по размерам, не могут происходить из ксенолитов, известных к настоящему времени (см. гл. 7). Мегакристаллы субкальциевых диопсидов рассматриваются как высокобарические фенокристаллы, источник же пироксен-ильменитовых сростков неясен. Тем не менее они образуют в кимберлитах отнюдь не необычный парагенезис — он обнаружен в 20 телах (из которых пять расположены в ЮАР, четыре — в Лесото, по два — в Зимбабве и Намибии, по три — в США и СССР и один — в Анголе). По данным экспериментальной калибровки, основанной на распределении Mg и Fe^{2+} между сроставшимися ортопироксеном и ильменитом, Бишоп [43] установил, что ортопироксен-ильменитовые сростки пришли к равновесию при температурах 1100—1200°C (при 50 кбар), а равновесие сростков малохромистого диопсида и ильменита относится главным образом к 1300—1400°C; температуры равновесия сростков в сочетании с их размерами позволили заключить, что они не образовались за счет разрушения обычных ксенолитов, хотя Ролинсон и Доусон [487] считают их произошедшими из разрушенных верхнемантийных пегматитов.

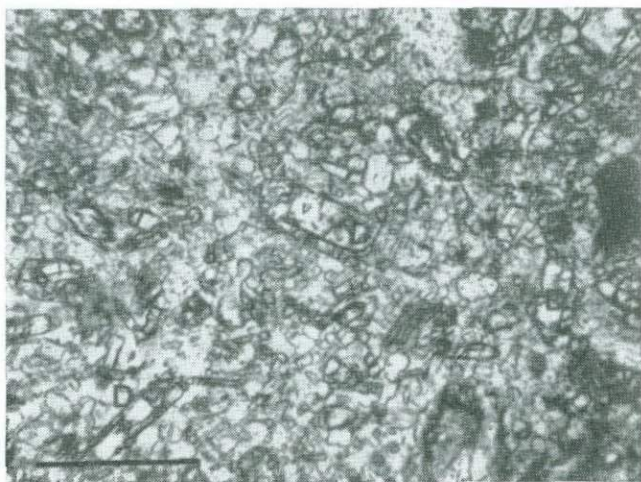


Рис. 36. Диопсид (*D*) в основной массе слюдяного кимберлита из трубки Робертс-Виктор, ЮАР. Длина масштабной линейки 0,5 мм; при одном николе.

Помимо мегакристаллов диопсид в качестве несомненно первичной кристаллизационной фазы в кимберлитах найден в виде мельчайших (меньше 1 мм) кристаллов в основной массе нескольких южноафриканских слюдяных кимберлитов [149]; в отличие от мегакристаллов они обладают характерной для пироксенов морфологией (рис. 36) и иногда нарастают на ксенокристаллы клинопироксена, используя их как места нуклеации. По сравнению с диопсидами, произошедшими из включений, диопсиды основной массы содержат относительно мало Sr , Al и Na и очень мало энстатитового компонента в твердом растворе (табл. 13).

На основании современных данных представляется, что из остывающей кимберлитовой магмы могут кристаллизоваться высокобарические фенокристаллы пироксенов ряда энстатит—бронзит и субкальциевого диопсида и диопсид основной массы. Соотношение с кимберлитом высокоюриитовых диопсидов (группа 7), которые образуют сростки с алмазами, еще требует выяснения; то же самое относится и к крупным яблочно-зеленым мегакристаллам диопсида группы 2 (до 5 см), которые наблюдаются в кимберлитах трубок Булфонтейн, Весселтон и Камферседам.

В некоторых кимберлитах имеются мегакристаллы ортопироксена, пересеченные жилками хромового пирропа и (или) хромдиопсида. Наблюдаются также крупные (до 5 см) агрегаты беспорядочно ориентированных зерен ортопироксена, которые цементируются хромовым пирропом и (или) хромдиопсидом. Бойд [61] назвал агрегаты такого типа из трубки Франк-Смит «распавшимися пироксенитами» (*exsolved pyroxenites*), но, по мнению

автора, эти «агрегаты» являются в действительности деформированными кристаллами, ранее слагавшими ксенолиты лерцолитов интергранулярной структуры; такие перидотиты содержат крупные кристаллы ортопироксена, разбитые многочисленными микротрещинами (часто с повернутыми сегментами, которые цементируются гранатом и диопсидом) и находящиеся в более мелкозернистой основной массе оливина, диопсида и граната; лерцолиты с такой структурой, по общему признанию, встречаются редко, но известны в трубках Монастери [140], Весселтон и Бултфонтейн [152].

Амфиболы. Амфиболы в кимберлитах редки. Бледно-зеленый актинолит отмечен в трубках Ягерсфонтейн и Дютойтспан [595], а тремолит (возникший в результате ретроградного метаморфизма?) наблюдается в «метакимберлитах» Берега Слоновой Кости и Габона [31]; натриевый тремолит известен в кимберлитах района Бьюэлл-Парк, Аризона [22]. Особо интересна находка калиевого рихтерита в кимберлитовой дайке в районе Пниль близ Баркли-Уэст, ЮАР [181]; по высокому содержанию щелочей (содержание $K_2O + Na_2O$ составляет 8,0 вес. %), низкому содержанию Al_2O_3 и Cr_2O_3 и высокому содержанию TiO_2 эти амфиболы из основной массы сходны с калиевыми рихтеритами из нодулей состава слюда + амфибол + рутил + ильменит + диопсид (породы типа «маридов»; см. разд. 7.5.1.4).

6.9.4. Филлосиликаты

Филлосиликаты наблюдаются либо в качестве высокотемпературных фаз (биотит и флогопит), либо в виде псевдоморфоз по ранее образованным силикатам, либо как минералы поздней стадии кристаллизации в основной массе кимберлита. По сравнению с другими группами минералов кимберлитов изучением филлосиликатов в какой-то степени пренебрегали, что подтверждается малочисленностью публикаций о них в литературе, посвященной кимберлитам.

Апофиллит вместе с цеолитами наблюдается в трещинах ксенолитов долеритов в трубке Бултфонтейн, где его присутствие приписывается воздействию кимберлитовых флюидов на ксенолиты. Он наблюдается также рассеянным в теле кимберлитовой дайки Копьесфонтейн, ЮАР [595].

Тальк был обнаружен в кимберлитах трубок Двойная, Неманитная и Поздняя в Якутии, где он диагностирован оптически [416], и в кимберлитах районов Мозес-Рок и Слоан, США, где на его присутствие указывают рентгенографические данные [390, 383]. Благодаря сходству по оптическим параметрам с минералами группы серпентина тальк, возможно, пропускается при изучении кимберлитов.



Рис. 37. Слюды типа I (1) и типа II (2) в кимберлите трубки Хололо, Лесото. Слюда типа I сильно изменена в результате реакции с кимберлитовой основной массой и окружена каймой, содержащей большое количество темного магнетита; измененные края кристалла выглядят чисто-белыми в отличие от коричневого ядра кристалла. Слюды обоих типов содержат включения рудных минералов основной массы. Длина масштабного отрезка 1 мм; при одном никеле.

Флогопит количественно варьирует в широких пределах: в некоторых богатых оливином или серпентином кимберлитах он может вообще отсутствовать, тогда как в слюдяных кимберлитах он может составлять до 50 об. % породы, придавая ей бронзовый блеск. Слюда наблюдается либо в качестве мегакристаллов, либо как составная часть основной массы. Мегакристаллы описаны более полно в гл. 8.

Слюды в основной массе в отличие от мегакристаллов часто содержат включения магнетита и перовскита, они часто эвгедральны и могут быть зональны, иногда имеют каемку яркой красно-бурой слюды с аномальным плехроизмом (аномит). Наблюдаются вариации состава слюд как внутри отдельных тел, так и от одного тела к другому. По составу внутренних частей зерен, размеры которых менее 1 мм, Смит и др. [536] выделяют два типа слюд основной массы (рис. 37). Очень редко встречающиеся слюды типа I относительно обогащены железом. Они характеризуются следующими параметрами: mg^1 составляет 0,45—0,65; содержание TiO_2 3—6 вес. %, Al_2O_3 14—16 вес. %; Fe^{3+} в тетраэдрической позиции отсутствует; содержание NiO низкое (приблизительно 0,02 вес. %), na^2 относительно высокое (0,02—0,03).

¹ $mg = Mg / (Mg + Fe)$.

² $na = Na_2O / (Na_2O + K_2O)$.

Значительно более распространенные слюды типа II более изменчивы по составу, но в целом по сравнению с типом I более магнезиальны (*mg* составляет 0,08—0,93), обеднены TiO_2 (0,7—4,0 вес. %) и Al_2O_3 (6,8—14,2 вес. %), имеют изоморфную примесь Fe^{3+} в тетраэдрической позиции и относительно низкую величину *па*. Каемки тех и других слюд имеют состав, отвечающий смеси слюды и «серпентина», которая образовалась в результате реакции с водным флюидом. Внутризерновые вариации состава в слюдах типа II могут быть результатом возникновения локальных «резервуаров» (миллиметрового масштаба), являющихся следствием механического смешения с другими фазами, содержащими такие элементы-примеси, как Cr (хромит) или Ni (серпентин). Слюды обоих типов могут присутствовать в одном образце.

Один из авторов, исследовавших зональность флогопитов основной массы, Римсейт [502], сообщает, что слюды в основной массе из кимберлита рудника Верхняя Канада, Онтарио, имеют ядра темно-коричневого титанового биотита (3,6 вес. % TiO_2), окруженные зоной менее титанового (2,0 % TiO_2) флогопита, который в свою очередь обрастает бледной каемкой малотитанистого и маложелезистого флогопита, схожего с флогопитом, образующим срастания с кальцитом в породе. Аналогично Гиттинс и др. [214] в кимберлитовых дайках долины реки Сагуэней, Квебек, отметили флогопиты с коричневыми ядрами титанового биотита, светло-коричневыми каемками менее титанового флогопита и зелеными оторочками более магнезиального и менее титанового состава. В гренландских кимберлитах Эмелеус и Эндриус [179] описали флогопиты со слабо окрашенными ядрами, сменяющимися каемками аномита (бедного алюминием тетраферрифлогопита). Они схожи с флогопитами из трубки Робертс-Виктор, в которых также проявляется зональность: от коричневых ядер до оболочек, состоящих либо из титанистого флогопита, либо из коричнево-оранжевого аномита (неопубликованные данные Доусона). Уменьшение отношения Fe/Mg и содержания TiO_2 в большинстве оболочек не соответствует картине, которую можно было бы ожидать в ходе магматического процесса, однако это может быть обусловлено возрастанием f_{O_2} , в результате чего железо и титан выделяются в виде титанистого магнетита. В связи с этим уместно отметить, что в кимберлите рудника Верхняя Канада шпинели также зональны (внешние оболочки обогащены титаном и окисным железом [502]).

Флогопиты основной массы типа I содержат 240—630 (в среднем 470) млн⁻¹ Rb_2O и 1030—4300 (в среднем 2670) млн⁻¹ BaO ; широко распространенные флогопиты типа II содержат 90—820 (в среднем 420) млн⁻¹ Rb_2O и 470—5800 (в среднем 2620) млн⁻¹ BaO [537]. Это дает величину отношения K/Rb 209 и 330, а K/Ba 42 и 74 для слюд типа I и типа II соответственно. Отрицательная корреляция между K/Rb и K/Ba , вероятно, может быть результа-

том того, что в слюдах отношение K/Rb выше, а K/Ba ниже, чем в сосуществующем расплаве. Слюды основной массы типа I имеют отношения K/Rb и K/Ba , весьма близкие к этим отношениям в слюдах из некоторых карбонатитов [537]. Данные о других элементах-примесях были получены Римсейтом [502], который определил следующие их концентрации в флогопитах из рудника Верхняя Канада (в вес. %): Li_2O — 0,01; ZnO — 0,05; BaO — 0,3; Rb_2O — 0,09; SrO — 0,04; F — 0,3, Cl — 0,08.

Биотит. Кроме биотитовых ядер во флогопитах основной массы, о которых говорилось выше, в кимберлитах месторождений Мозес-Рок и Кейн-Валли, Юта [392], и Мерфрисборо, Арканзас, [213] отмечены биотиты, содержащие 17—21 % FeO .

Гидрофлогопит найден в каемках мегакристаллов флогопита, где он может рассматриваться в качестве промежуточного продукта процесса вермикулитизации. Это может быть проиллюстрировано результатами анализа «флогопита» из якутских кимберлитов, в которых содержание K_2O варьирует от 1,9 до 9,0 вес. % при отрицательной корреляции содержаний K_2O и H_2O [416]. Кроме того, он обнаружен в реакционных каймах серпентиновых псевдоморфоз и в основной массе некоторых кимберлитов Лесото [127].

Монтмориллонит вместе с *нонtronитом*, *галлуазитом*, *иллитом*, *каолинитом* и *сепиолитом* обнаружен на самых верхних горизонтах сильно *выветрелых* (латеритизированных) кимберлитов Якутии, Сьерра-Леоне и ЮАР [186, 512]. Эти фазы образуются за счет гидрослюд и минералов группы серпентина, которые замещают ранние слюды, ортопироксен и оливин. Они типичны для процесса выветривания, который может быть наложен на последнюю сапонитовую стадию вторичных процессов (см. ниже).

Стевенсит, *вермикулит* и *сапонит* отмечены в кимберлитах Сибири [48], Сьерра-Леоне [186] и Лесото [329]. Они являются особыми минералами, типичными для поздней стадии вторичных изменений кимберлитов, образовывавшимися за счет более ранних фаз хлорита и серпентина; в некоторых случаях в качестве продукта изменения первичной слюды присутствует вермикулит [127]. Графическое изображение ассоциаций этих и других фаз в процессе изменения кимберлита показано на рис. 38.

Хлорит — обычный вторичный минерал многих кимберлитов. Он образуется за счет флогопита и может замещать его по плоскостям спайности; во многих телах это замещение происходит в близповерхностных условиях [47]. В большинстве случаев хлориты имеют нормальный состав, но Мак-Гетчин и др. [392] нашли хромсодержащие хлориты (2,4—3,9 вес. % Cr_2O_3) в кимберлите Кейн-Валли из штата Юта; наиболее богатые хромом хлориты имеют розовый цвет.

Минералы группы серпентина обычно образуют псевдоморфозы по оливину и сопровождаются вторичными магнетитом и

гематитом. Вопросы идентификации и систематизации минералов группы серпентина мало разработаны; в большинстве случаев их определяют просто как «серпентин». Тем не менее в канадских кимберлитах диагностирован антигорит [214], а в кимберлитах графства Рандолф, Канзас, найдены лизардит и антигорит, тогда как хризотил в них редок [75]. В отличие от этого в трубке Слоан, Колорадо, помимо одно- и двухслойных лизардит-хризотила и антигорита (последний образует псевдоморфозы по энстату) встречаются жилки волокнистого хризотила.

Серпофит (бесструктурный изотропный, первоначально гелеподобный магнезиально-железистый силикат) наблюдается в интерстициях между листочками серпентина, образующего псевдоморфозы по оливину; он встречается также в виде неправильных выделений и линзочек. Такие выделения в якутских кимберлитах, описанные в работе Бобриевича и др [47], компактны, имеют фарфоровидный облик, раковистый излом и матовый или восковой блеск; по их периферии часто отмечается мелкозернистый магнетит; общий размер достигает 15 см. Три анализа якутских серпофитов показывают содержание в них воды в количестве 14—17 вес. %. Изотропный серпофит наблюдается также в интерстициальных обособлениях поздних стадий во многих южноафриканских кимберлитах (рис. 29). В других южноафриканских кимберлитах выделения серпофита структурно неоднородны; в них изотропные участки чередуются со слабо двупреломляющими. Округлые агрегаты могут быть окружены эвгедральными зернами кальцита и магнетита; некоторые обособления в кимберлите из поздней дайки рудника Весселтон включают мелкие кристаллы барита и гидратированный железомagneзиальный титансиликат, содержащий 13—14 % MnO (неопубликованные данные Доусона).

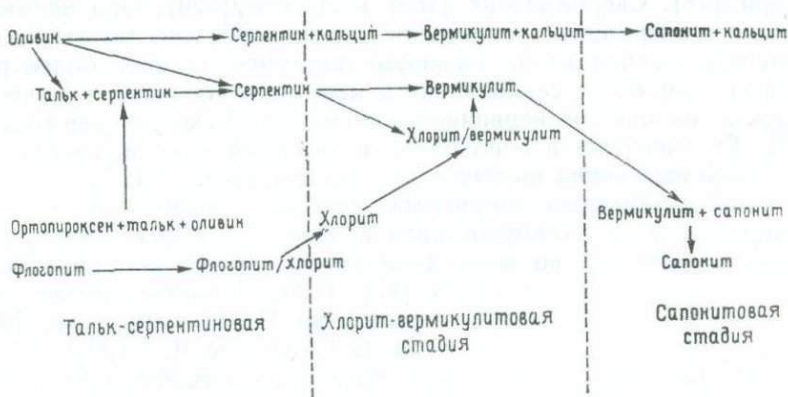


Рис. 38. Схематическая диаграмма изменения оливина, пироксена и слюды [329, с изменениями].

Хотя иногда кальцит сосуществует с серпофитом, Клемент [103] привел убедительные данные о том, что во многих случаях ранние выделения интерстициального кальцита были замещены более поздним серпофитом. Для трубок Якутии [47] и южноафриканских трубок Ягерсфонтейн, Дютотйтспан, Монастери (неопубликованные данные Доусона) отношения MgO/FeO в серпофитах колеблются от 20 до 26, однако Эмелеус и Эндриус [179] в основной массе гренландских кимберлитов обнаружили серпентин, обычно обогащенный железом (до 11,6 вес. % FeO).

Мегакристаллы серпентина (псевдоморфозы по оливину) из трубок Монастери и Као характеризуются большими отрицательными значениями δD и относительно небольшими $\delta^{18}O$ [528]. Кроме того, по значениям $\delta^{18}O$ и δD кимберлиты, в которых главные водные фазы представлены серпентином, слюдами и гидрослюдами, попадают в то же поле диаграммы $\delta D - \delta^{18}O$, что и мегакристаллы серпентина (рис. 22). Это поле отделено от поля мегакристаллов флогопита.

6.9.5. Тектосиликаты

Группа нефелина. Нефелин наблюдается в оливиновых нефелинитах, мелилитах и в некоторых из «пикритовых порфиринов», которые имеются в ряде кимберлитовых районов Южной Африки и Якутии, но до сих пор он не был найден в кимберлитах. Представляется что высокое P_{H_2O} в процессе кристаллизации кимберлитов препятствует их образованию.

Данбурит присутствует в трубке Арбайбыт, Якутия [94].

Группа цеолита. Минералы с небольшим двупреломлением и средним рельефом, возможно цеолиты, наблюдаются в основной массе некоторых кимберлитов, а также выполяют пустоты вокруг трещин в ксенолитах базальтов и долеритов. Среди них идентифицированы немногие минералы, хотя Вильямс [608] сообщает о присутствии шабазита и натролита в южноафриканских кимберлитах. Следует отметить, однако, что некоторые из ранее описанных «натролитов» позднее были определены как булфонтейниты.

6.10. Заключение

Минералы кимберлитов имеют различное происхождение. Многие макроскопически различимые кристаллы были отторгнуты от разрушавшихся перидотитов, пироксенитов и эклогитов, другие, более крупные кристаллы имеют в общих чертах сопоставимый с ними состав, но в деталях, особенно по высокому содержанию TiO_2 и низкому Cr_2O_3 , они отличаются от ксеногенных фаз. Кроме того, эти крупные кристаллы (серия мегакристаллов) часто ассоциируются с ильменитом и обычно имеют более крупный размер



Рис. 39. Микрофотография микроксенолита глинистого сланца, подвергшегося метасоматозу и замещенного агрегатом кальцита, флогопита и перовскита, трубка Монастери, ЮАР. Длина масштабной линейки 0,5 мм; при одном никеле.

по сравнению с минералами, происходящими из разрушенных ксенолитов.

Ксенокристаллы и фенокристаллы являются высокотемпературной ассоциацией и погружены в массу минералов, которые кристаллизовались при значительно более низких температурах. Среди последних типичными являются флогопит, карбонат, перовскит, апатит, специфическая шпинель и в некоторых случаях диоксид и монтichelлит. Эти фазы кристаллизовались после внедрения кимберлитов; в некоторых случаях, например при образовании микролитов диоксида, кристаллизация шла быстро, а в других она была продолжительной, что выразилось в появлении сложной зональности. Кроме CaO , CO_2 , окислов железа и K_2O , которые явно концентрируются в основной массе кимберлитов, здесь содержатся также Mn , V , Ti , S , P и редкоземельные элементы.

Между ксенокристаллами и фенокристаллами и поздними флюидами происходили различные взаимодействия, которые привели к образованию серии низкотемпературных минералов; например, гранаты могут быть замещены хлорит-амфиболовой ассоциацией, а ильменит может быть частично или полностью замещен перовскитом и сфеном. Оливин подвергается серпентинизации, а в дальнейшем серпентин может замещаться различными комбинациями кальцита, доломита, талька, флогопита и перовскита; короче говоря, многие из ксенокристаллов, фенокристаллов и даже ксенолитов замещены минералами, которые характерны для основной массы кимберлита (рис. 39). В ходе этого процесса зерна многих высокотемпературных минералов уменьшились

в размере, подвергшись химической коррозии; примером этого служит алмаз, который в процессе превращения из высокотемпературных островершинных октаэдров в округлые зерна теряет до 45 % своего веса.

В частности, наблюдаемые ныне минералы-окислы свидетельствуют о сложной истории остывания кимберлитов и об изменениях окислительно-восстановительного потенциала: об охлаждении, сопровождаемом субсолидусным окислением или восстановлением, а также субсолидусным распадом специфических фаз, о взаимодействии между шпиннелями и материалом основной массы, приводящем к образованию оболочек, в том числе пикроильменитового состава.

Карбонат основной массы представляет чрезвычайный интерес; если он встречается в первичном состоянии (т. е. не подвергнут перекристаллизации или переотложению под влиянием грунтовых вод), его морфология, содержание элементов и изотопные характеристики аналогичны тем же особенностям карбонатов из карбонатитов; или, чтобы быть более точным, оба этих представителя высокотемпературных карбонатов, предположительно образовавшихся в верхней мантии, обладают одинаковыми характеристиками независимо от того, образовались ли они в результате фракционирования и несмесимости из нефелинитовой магмы, или же они являются конечной стадией фракционирования кимберлитовой магмы.

Постконсолидационные изменения проявились под влиянием просачивавшихся грунтовых вод и выразились в переотложении таких фаз, как кальцит, и в образовании таких низкотемпературных фаз, как галит, и, возможно, пирит и сульфаты.

ВКЛЮЧЕНИЯ В КИМБЕРЛИТАХ

В кимберлитовых телах содержатся включения самых разнообразных пород. Освободившиеся при их разрушении минералы образуют чрезвычайно сложный и гибридный минеральный комплекс.

Можно выделить включения из пяти различных источников:

1. Обломки пород, непосредственно вмещающих кимберлитовые тела.
2. Обломки древних толщ, существовавших во время внедрения кимберлитов и впоследствии уничтоженных эрозией.
3. Блоки погребенных формаций.
4. Гранулиты, происходящие из глубинных метаморфических комплексов.
5. Ксенолиты пород, предположительно происходящих из верхней мантии.

7.1. Обломки вмещающих пород

В противоположность более глубинным ксенолитам эти обломки часто имеют угловатые формы. Они достигают значительных размеров и в некоторых диатремах концентрируются в периферических частях.

7.2. Обломки эродированных образований

Одной из принципиально интересных особенностей этих ксенолитов является то, что они часто служат единственным достоверным свидетельством древнего распространения формаций, которые сейчас либо вообще отсутствуют, либо имеют значительно меньшую площадь выхода, чем во время их образования. Примерами являются обломки базальтов Карру в диатремах района Кимберли, которые находятся приблизительно в 350 км к западу от ближайших современных выходов этих пород [270], и ксенолиты нижнепалеозойских осадочных пород в диатремах, внедренных в докембрийское гранитное основание Передового хребта в штатах Колорадо и Вайоминг, США [385]. Следует отметить три особенности:

а. Эти ксенолиты, в отличие от представителей последующих трех групп, опущены в диатремы, часто на значительную глубину от их первоначального стратиграфического уровня. Например, Хотори [270] установил, что ксенолиты базальтов Карру в районе Кимберли погрузились по крайней мере на 1500 м, а Хери [272] в диатремах северной Монтаны описал блоки осадочных пород, которые опустились на 1300 м.

б. Некоторые из погрузившихся ксенолитов имеют огромные размеры, горняки их называют «плавающими рифами». Хорошим примером таких ксенолитов является блок докембрийских кварцитов длиной 800 м, который почти пересекает пополам трубку Премьер (рис. 9).

в. Эти блоки, при возможности определения их стратиграфического возврата, могут дать максимальный возраст образования кимберлитовых тел.

7.3. Блоки, происходящие из диагностируемых погребенных формаций

Это главным образом блоки, происходящие из формаций, слагающих фундамент, которые были вынесены кимберлитами при их подъеме. Эти формации, часто в районах развития кимберлитовых тел перекрытые более молодыми слоями, обычно обнажаются на некотором расстоянии от них или могут быть встречены в качестве вмещающих пород в некоторых из более глубоко разрабатываемых трубок. Примером такого типа ксенолитов являются: блоки архейских гранитов и амфиболитов в диатремах района Кимберли [608], докембрийские слонстые железняки в кимберлитах северного Лесото [559], разнообразные метаморфические породы, происходящие из кристаллического фундамента Сибирской платформы, в кимберлитах северной Якутии [47] и блоки амфиболитов и гранитов в кимберлитовых диатремах плато Колорадо. [391].

7.4. Гранулиты

В некоторых кимберлитовых трубках имеются блоки гранулитов, которые сопоставимы с некоторыми гранулитами основания. По сравнению с включениями перидотитов и эклогитов они менее изучены, но в последнее время эти породы привлекают большее внимание благодаря той потенциальной информации, которую они могут дать о нижней коре. Они описаны в кимберлитовых трубках Долгожданная, Зарница и Удачная, СССР [47], Стокдейл, Канзас, США [76], Гондоло и М'Бо, Заир [585], в трубках Намбии [298], в дайках района Виктория-Уэст и трубке Монастери, ЮАР ([498] и неопубликованные данные Доусона), и в трубках Ликхобонг, Летсенг, Као и Матсоку, Лесото [112, 452, 135, 510,

229]. Предполагается, что гранулиты в трубках Лесото и в большинстве трубок ЮАР могут происходить из складчатого пояса Намакварид возрастом 1100—1200 млн. лет, граничащего с кратоном Каапвааль [135, 229], но гранулиты известны также в трубках Клипфонтейн, Ньюленде и Орапа, которые расположены внутри кратона (неопубликованные данные Доусона и [526]).

7.4.1. Петрография

Овоидные нодулы гранулитов обычно не превышают 15 см и, как правило, имеют шероховатые или ямчатые поверхности; иногда в них видна слоистость. Размер зерен 1—2 мм, зерна угловатые, нередко имеют тройные сочленения с углами 120°; однако кианит, когда он присутствует, наблюдается в виде небольших скоплений или радиально-игольчатых выделений.

Для гранатовых гранулитов Лесото и ЮАР наиболее обычна минеральная ассоциация гранат + плагиоклаз + клинопироксен ± небольшое количество ортопироксена. Акцессорные минералы представлены рутилом (который присутствует постоянно), скаполитом, амфиболом, биотитом, апатитом, кварцем, реже кианитом и сфеном. Редкими акцессориями являются сапфирин и силлиманит, найденные в ксенолитах трубки Стокдейл [406].

От включения к включению наблюдаются широкие вариации содержания ассоциации плагиоклаз + скаполит и ассоциации гранат + пироксен; многие ксенолиты содержат 30—40 % модальных темноцветных минералов, однако ультраосновные разности, состоящие только из граната, клинопироксена и ортопироксена, являются переходными к эклогитовой ассоциации, состоящей исключительно из граната и клинопироксена. Отсутствие модального плагиоклаза в этих гранатовых «пироксенитах» и «эклогитах» обусловлено главным образом их валовым химическим составом: модальный плагиоклаз присутствует только в породах, содержащих больше 35 % нормативных (Ap + Ab) и меньше 45 % нормативных (Ol + Px).

В плагиоклазах из некоторых гранулитовых ксенолитов трубки Матсоку, Лесото, присутствуют мельчайшие (жидкие или газово-жидкие) включения CO_2 [42], аналогичные таким же включениям в гранулитовых ксенолитах из карбонатит-анкарамитового вулкана Лашайне, Танзания [42], и в гранулитах южной Норвегии [576]; следует отметить, что эти включения состоят исключительно из CO_2 , без примеси воды или гидрокарбонатов.

Большинство гранулитовых эклогитов обладает некоторыми следами вторичных изменений. Скаполит, плагиоклаз и слюда изменяются быстрее всего, гранат наиболее устойчив. Самым обычным процессом изменения является кальцитизация; в гранулитах из трубки Монастери можно проследить все степени измененности: от слегка кальцитизированных ксенолитов до грубо-

зернистых нодулей ромбоэдрического кальцита, содержащих только реликты гранатов (неопубликованные данные Доусона); изотропный состав углерода и кислорода этих карбонатов ($\delta^{18}\text{O} = 13,31\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = 6,7\text{‰}$) характерен для карбонатов из основной массы кимберлитов [528].

7.4.2. Химизм минералов

Гранаты, которые чаще всего незональны (хотя имеются некоторые исключения), обычно характеризуются постоянным содержанием гроссулярового компонента (15—25 мол. %), тогда как содержания каждого из двух других главных компонентов — алмандина и пироба — варьируют от 15 до 55 %. *Клинопироксены*, иногда слабо зональные, обладают значительной примесью жадеита (10—33 мол. %) и небольшим молекулярным содержанием чермакита. Глинозем в ортопироксенах (Mg/Fe^{2+} около 0,80) обычно содержится в количестве 1,4—2,6 вес. %. Состав *плагноклазов* варьирует от An_5 до An_{77} , и отношение Ab/An в плагноклазах в целом соответствует отношению жадеит/(жадеит + чермакит) в сосуществующих с ними клинопироксенах.

Скаполиты имеют мицзонитовый состав и обогащены серой (содержание SO_3 составляет 3,5—6,8 вес. %); *амфиболы* представлены эденитовой и паргаситовой роговой обманкой, а *слюда* обычно является флогопитом [229, 294].

7.4.3. Общй химический состав

Химические анализы гранулитовых ксенолитов из кимберлитов Лесото показывают, что их состав варьирует от основного до основного — среднего, близкого к составу щелочных или высокоглиноземистых базальтов (табл. 14). Их щелочной характер обусловлен высоким содержанием Na_2O , но в то же время они не столь уж сильно обеднены K_2O , как некоторые глубинные метаморфические породы [339]. Обычно они содержат нормативный оливин, а иногда — нормативный нефелин.

Гранулиты относительно обеднены рубидием, в результате чего отношение K/Rb высокое, а Rb/Sr низкое [135].

Распределение редкоземельных элементов в образцах, не затронутых влиянием вмещающих кимберлитов, характеризуется умеренным наклоном, на фоне которого выделяется сильная положительная аномалия европия, обусловленная высоким содержанием модалного плагноклаза [510].

7.4.4. Условия образования

Постепенные изменения химического состава, а также количественных соотношений граната, клинопироксена, ортопироксена и плагноклаза в серии гранатовый гранулит — гранатовый

Таблица 14

Состав гранулитовых ксенолитов из кимберлитов Лесото

	1	2	3	4
SiO ₂	45,90	47,05	49,87	51,24
TiO ₂	1,11	1,01	0,39	0,54
Al ₂ O ₃	13,47	17,88	18,60	16,69
Fe ₂ O ₃	Не опр.	1,47	—	10,58**
FeO	11,84*	7,71	7,25	—
MnO	0,22	0,16	0,14	0,18
MgO	14,70	7,52	8,25	8,60
CaO	11,35	9,59	8,91	8,47
Na ₂ O	0,71	3,85	3,69	2,86
K ₂ O	0,09	0,93	1,06	1,50
P ₂ O ₅	0,10	0,19	0,01	0,05
H ₂ O ⁺	Не опр.	2,36	1,06	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,0	0,24	0,11	•
CO ₂	Не опр.	Не опр.	0,21	•
П. п. п.	1,66	—	—	—
Сумма	100,32	99,96	99,56	100,70
Ва млн ⁻¹		1800	400	1700
Rb млн ⁻¹		12	18	23
Sr млн ⁻¹		860	1738	625
Zr млн ⁻¹		24	307	21
Y млн ⁻¹		7	1	4
K/Rb		650	498	541

* Все железо в виде FeO.

** Все железо в виде Fe₂O₃.

1 — гранулит LBM-54, трубка Матсоку [112]. В сумму включено также 0,67% S₂.

2 — гранулит PHN-2852, трубка Матсоку [510].

3 — гранулит BD-1351, трубка Матсоку [135].

4 — гранулит PHN-2588, трубка Ликхобонг [510].

«пироксенит» — эклогит дают основание предположить, что эти породы могли образоваться при метаморфизме родственных пород при одинаковых *PT*-условиях.

Температура равновесия, определенная с помощью геотермометра, основанного на распределении Fe—Mg между гранатом и клинопироксеном, близка к 839°C, а, согласно геобарометрическим методам Шмида и Вуда [514] и Джексона и Харта [294], давление при образовании кианитовых гранатовых гранулитов определяется в 21,5 кбар. (Имеется некоторая степень сомнения из-за принятых значений энтропии и энтальпии минералов, поэтому цифра может уменьшиться до 17 кбар.) На основании этого указанные авторы полагают, что образцы гранулитов в трубке Матсоку могли достичь равновесия на глубинах ниже современного уровня границы Мохо в Южной Африке. Таким образом, стратиграфический разрез коры и мантии в этом районе выглядит аналогичным разрезу для Канзаса, США, рассмотренному Брукинсом и Мейером [76], где ксенолиты гранулитовой фации являются отторженцами пород с глубины границы Мохо. Тем не менее после детального анализа современных геобарометрических и геотермометрических определений условий равновесия для этих гранулитов Карсуэлл и Гриффин (в печати), приняв температуры по Рахейму и Грину [484] и давление по Вуду [611] и учитывая степень окисленности железа, пришли к заключению, что большинство гранулитовых нодулей происходит из нижней коры, где температура составляла 550—700°C, а давление — 5—13 кбар, что соответствует глубине 18—39 км. (Граница Мохо в этой части Южной Африки находится на глубине 37 км [248].) Общий химический состав гранулитов, в особенности высокое отношение в них K/Rb, дает основание предполагать, что они представляют собой основной остаток, образовавшийся при частичном анатексисе пород среднего состава [135].

7.5. Ксенолиты мантийного происхождения

7.5.1. Введение

Многие включения в кимберлитах представлены обломками пород, которые, судя по их плотности и минеральному составу, образовались при более высоких температурах и давлениях, чем это обычно наблюдается в земной коре. Предполагается, что они образовались в верхней мантии или в самых глубинных частях коры. Поскольку эти включения представлены очень разнообразными типами пород верхней мантии и в ряде случаев дают информацию как о глубине их образования, так и о механизмах формирования самих кимберлитов, им было уделено очень большое внимание со стороны петрографов, петрологов-экспериментаторов и геофизиков; благодаря этому они изучены значительно лучше, чем ксенолиты четырех предыдущих групп.

Глубинные ксенолиты могут быть подразделены на пять крупных групп.

1. Перидотит-пироксенитовые породы.
2. Эклогиты и гроспидиты.
3. Метасоматизованные перидотиты, обогащенные амфиболом и (или) слюдой.
4. Глимериты и «мариды»¹.
5. Прочие ксенолиты.

Количество представителей этих пяти групп значительно варьирует в различных трубках. Вместе все они составляют обычно не больше 2 % всего объема породы [123], но в некоторых редких случаях (например, в трубке Матсоку, Лесото) их количество достигает 20—30 % [131]. В большинстве случаев преобладают ксенолиты перидотитов; имеются редкие тела (например, трубка Матсоку, Лесото), где обычны ксенолиты пироксенитов; в других случаях (например, трубки Робертс-Виктор, Боббеян и Ритфонтейн, ЮАР; Орапа, Ботсвана; Гарнет-Ридж и Мозес-Рок, США; Загадочная, СССР) мантийные ксенолиты преимущественно или полностью представлены эклогитами.

7.5.1.1. Перидотит-пироксенитовые породы

1. Номенклатура. Породы перидотит-пироксенитового состава представлены лерцолитами, гарцбургитами, дунитами, вебстеритами и пироксенитами. Их номенклатура основана на модалных соотношениях оливина, ортопироксена и клинопироксена в соответствии с предложенными Международным геологическим конгрессом (МГК) рекомендациями (так называемая «классификация Штрейзеана», рис. 40); только для термина «лерцолит», в котором, согласно схеме МГК, должно содержаться более 5 % модалного клинопироксена, сделано исключение. До недавнего времени большинство исследователей относили к лерцолитам породы, содержащие хотя бы два-три зерна клинопироксена в штуфе. Например, 75 из 91 южноафриканских гранатовых «лерцолитов», описанных в работе Доусона и др. [152], содержат меньше 5 % клинопироксена (рис. 41) и, согласно схеме МГК, должны быть названы гранат-клинопироксеновыми гарцбургитами. Термин «лерцолит» использован нами в качестве свободного ввиду невозможности унифицировать все данные по «лерцолитам», описанным в литературе. Кроме того, следует учитывать, что к вебстеритам в некоторых ранних работах отнесены как пироксениты, так и оливиновые пироксениты. Термин «дунит» включает также

¹ «Маридами» в последнее время стали называть обнаруженные недавно породы, которые состоят из слюды, амфибола (калиевого рихтерита), рутила, ильменита и диоксида. Их название происходит от аббревиатуры MARID, образованной первыми буквами английских названий пяти породообразующих минералов [144], см. разд. 7.5.1.4.— *Прим. перев.*

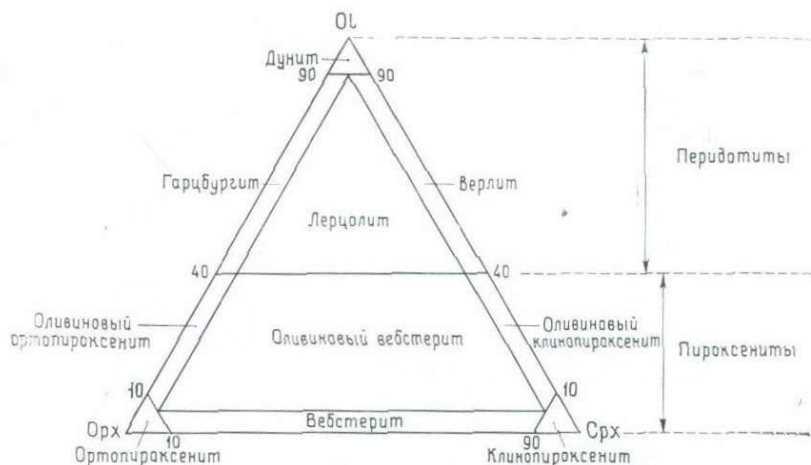


Рис. 40. Классификация перидотитов и пироксенитов, основанная на объемных соотношениях минералов (рекомендована Международным геологическим конгрессом). Ol — оливин; Орх — ортопироксен; Срх — клинопироксен.

породы, относившиеся советскими исследователями к оливинитам; к последним относят породы с аксессуарным магнетитом в отличие от дунитов с аксессуарным хромитом.

2. Петрография. Включения имеют овоидную или дисковидную форму (рис. 42); их размеры обычно не превышают 30 см, хотя изредка могут достигать в длину 1 м. Поверхность включений может быть чрезвычайно гладкой, почти полированной (особенно это относится к блокам перидотитов с серпентинизированной оболочкой) или ямчатой вследствие различной степени выветривания. Округлая форма многих включений, так же как и гладкие поверхности блоков, ранее считалась результатом процесса истирания во время флюидизации [127]. Однако присутствие округлых ксенолитов в составе нефлюидизированных гипабиссальных даек и силлов показывает, что хотя флюидизация могла привести к окончательной полировке включений, но первичная округлость их является результатом каких-то других процессов. Появляется все больше и больше свидетельств, что многие ксенолиты рассечены трещинами, которые часто образуют большие углы с наблюдаемыми направлениями слоистости. Возможно, что близ подстилающегося кимберлита в породах верхней мантии могла возникнуть система трещиноватости, которая и обусловила первоначально изометрическую форму захваченных ксенолитов, а магматическая коррозия и флюидизация завершили процесс их округления. Однако флюидизация не является необходимым фактором (см. выше), так как в высшей степени округлые микроксенолиты наблюдаются в потоке кимберлитовой лавы вулкана Игвиси-Хиллс, Танзания [492]. Известны также обломки, которые имеют

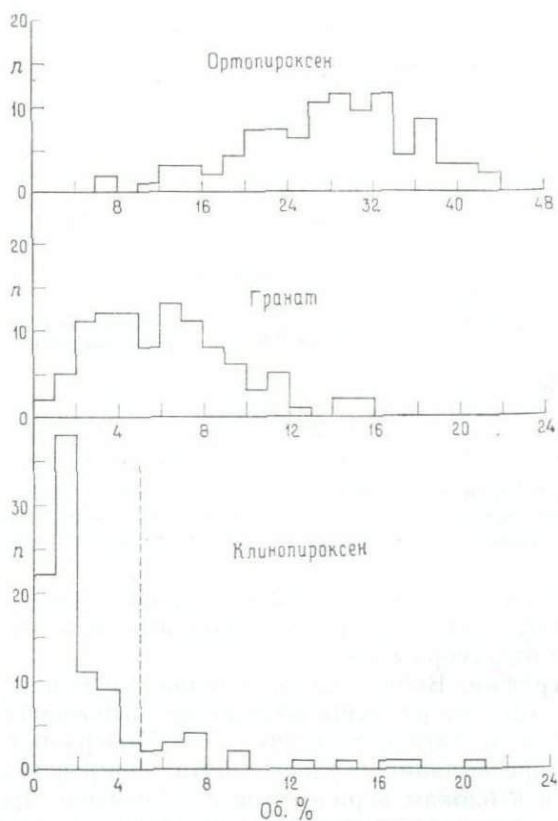


Рис. 41. Гистограмма модального содержания граната и пироксенов в гранатовых «лерцолитах» [152].

как округлые, так и плоские границы; эти плоские границы постоянно покрыты слюдой или амфиболом, и создается впечатление, что эти обломки первоначально были округлыми, а впоследствии раскололись по трещинкам, заполненным указанными минералами.

Многие ксенолиты, *по-видимому*, нетекстурированы, но в образцах из трубки Обнаженная, где гранатовые лерцолиты постепенно переходят в «эклогиты» (гранат-пироксеновые сегрегации?), а дуниты — в хромитовые гарцбургиты [551], во включениях из трубки Матсоку [260] и во многих ксенолитах из трубки Булфонтейн (неопубликованные данные Доусона) наблюдается слоистость. Автор пришел к заключению, что слоистость характерна для крупных ксенолитов, ее отсутствие в мелких ксенолитах, вероятно, является лишь результатом их размера.

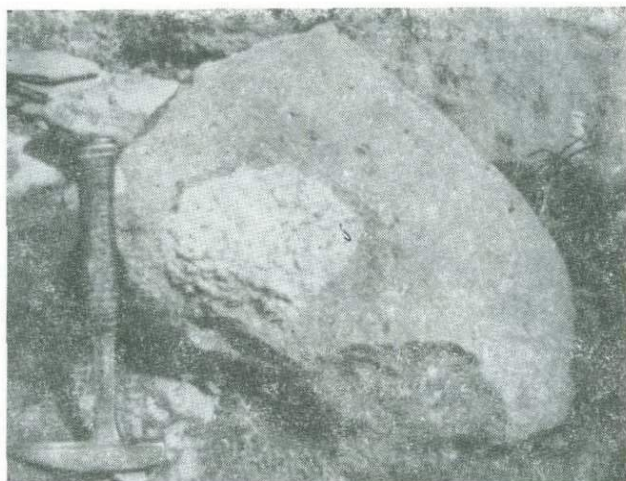


Рис. 42. Ксенолит гранатового лерцолита в кимберлите. Юго-восточная часть трубки Ликхобонг, Лесото.

Описываемые породы состоят из различных соотношений магнезиального оливина, магнезиального ортопироксена, зеленого хромдиоксида, красного или пурпурного магнезиального граната, магнезиальной шпинели, флогопита и паргаситового амфибола (очень редко), а также продуктов изменения этих минералов. Редкие акцессорные минералы представлены алмазом, графитом, муассанитом, различными сульфидами, рутилом, ильменитом и цирконом. Алмаз был найден в 16 образцах гранатовых перидотитов из трубок Айхал и Удачная, Якутия [474], в слюдяном гранатовом лерцолите из трубки Мотае, Лесото [142], и в измененном гранатовом лерцолите одной из трубок в Вайоминге, США [384]. Графит наблюдается в гранатовом лерцолите из трубки Ягерсфонтейн [594], в лерцолитах из трубок Ягерсфонтейн и Премьер [381], в слюдяном гранатовом лерцолите и гранат-шпинелевом лерцолите из трубки Таба-Путсоа, гранатовом лерцолите и гранат-шпинелевом гарцбургите из трубки Мотае [71]. Муассанит очень редок и отмечен только в одном образце из трубки Мир [47]. Ильменит также редок, он найден в гранатовом лерцолите из Таба-Путсоа [126], в алмазоносном и обычном гранатовом лерцолите из трубки Удачная [224, 474] и в гранатовых лерцолитах из трубок Таба-Путсоа и Матсоку в Лесото [71]. Первичный метасоматический ильменит найден в жилах, пересекающих блоки гранатовых лерцолитов в трубке Матсоку [259], и в полимиктовых перидотитах из трубок Де-Бирс и Бултфонтейн [345].

В перидотитах были найдены глобулы, сложенные различными сульфидами (рис. 43) [44]. Это пентландит, макинавит, халько-

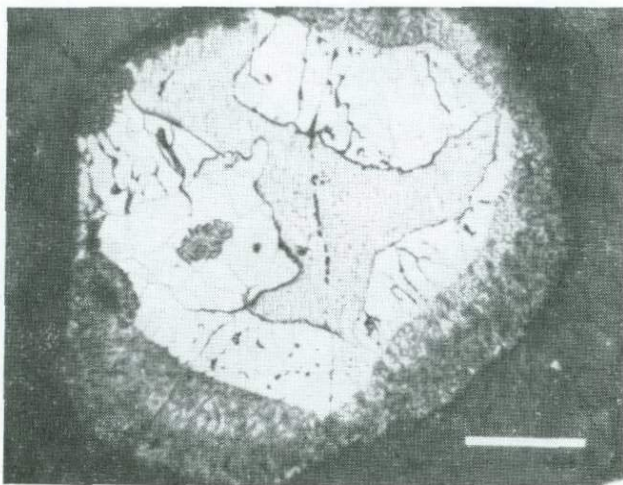


Рис. 43. Выделение окисленных сульфидов в хромитовом лерцолите из трубки Де-Бире, ЮАР. Ядро серого магнетита с мелкими включениями белого пентландита окружено массивным пентландитом; мелкозернистая кайма с плохой полировкой — корка, сложенная продуктами изменения. Длина масштабной линейки 0,2 мм; отраженный свет.

пирит, пирротин и магнетит, часто в виде сложных агрегатов и в самых различных взаимоотношениях. Наиболее обычна ассоциация, состоящая из пирротинового ядра (с включениями пентландита), окруженного оболочкой халькопирита. Так же как и сложные сульфидные выделения в некоторых эклогитовых ксенолитах, эти глобулы также могли образоваться в результате разделения сульфидного и силикатного расплавов, за которым последовала кристаллизация фаз и субсолидусная рекристаллизация. Незакономерные сростания зерен магнетита, макинавита, миллерита и халькозина являются отчасти результатом низкотемпературных реакций при температуре ниже 100°C .

Номенклатура рассматриваемых пород, основанная на содержании в них главных минералов, была охарактеризована выше. При изучении 295 ксенолитов из южноафриканских кимберлитов Матиас и др. [381] выделили следующие четыре наиболее распространенные ассоциации: (1) оливин + ортопироксен + клинопироксен + гранат (гранатовый лерцолит) — 43 %; (2) оливин + ортопироксен + гранат (гранатовый гарцбургит) — 18 %; (3) оливин + ортопироксен (гарцбургит) — 16 %; (4) оливин + ортопироксен + клинопироксен (лерцолит) — 14 %. Для гранатосодержащих пород наблюдаются все переходы от гранатового дунита через гранатовые гарцбургиты и лерцолиты к гранатовым вебстеритам, гранатовым пироксенитам и гранатовым ортопироксенитам. Бо-

гатые оливином гранатовые лерцолиты являются наиболее распространенным типом ультраосновных включений, тогда как их разновидности, бедные оливином, встречаются много реже; это свойственно трубкам Дютойтспан, Матсоку [498, 112], Мир [200] и Клипфонтейн (неопубликованные данные Доусона). Модальные составы гранатовых лерцолитов показаны в табл. 15 вместе с со-

Таблица 15

Содержание модальных минералов (в %) в гранатовых лерцолитах и близких им породах

	1		2		3	4	5
	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания			
Оливин	65	55—83	66	50—75	20	5	—
Ортопироксен	26	7—36	25	12—34	25	63	58
Клинопироксен	4	0,2—15	3	1—17	35	11	37
Гранат (+кель- фит)	6	1—6	6	1—15	20	21	5
Прочие минералы *	1	0,2—7					

* Главным образом флогопит и аксессуарный хромит.

1 — десять образцов гранатовых лерцолитов из трубок Лесото [126].

2 — 23 образца гранатовых лерцолитов из трубок ЮАР [381].

3 — гранатовый пироксенит из трубки Дютойтспан [452].

4 — гранат-оливиновый вебстерит из трубки Булфонтейн [45].

5 — гранатовый вебстерит из трубки Клипфонтейн [45].

ставами гранатовых вебстеритов и гранатовых пироксенитов, приведенными для сравнения. Пороодообразующие минералы во всех этих породах имеют одинаковый состав (см. разд. «Химизм минеральных фаз»). Однако некоторые гранатовые вебстериты состоят из более железистых минералов по сравнению с гранатовыми лерцолитами и их обедненными оливином аналогами и не принадлежат к этой серии пород, например образцы из трубок Матсоку, Лесото [241, 89], Булфонтейн, ЮАР (неопубликованные данные Доусона), и Мир, Якутия [203, 542]. В этой связи следует заметить, что некоторые из образцов гранатовых вебстеритов трубки Матсоку, в которой имеются наиболее полные модальные переходы от перидотитов до пироксенитов [380], содержат более железистые фазы, чем перидотиты, а Харт и др. [260] обнаружили в них слоистость, возможно, кумулятивного происхождения. Таким образом, эти специфические вебстериты (в противоположность тем, состав фаз которых аналогичен составу фаз

зернистых перидотитов) представляются частью совершенно иной серии пород. На это будет обращено внимание при обсуждении химизма пород.

Лерцолиты, содержащие богатую алюминием шпинель, редки и найдены в настоящее время только в трубке Грин-Нобс, США [534].

3. Структуры пород перидотитовой серии весьма разнообразны. Они могут быть подразделены на две главные группы: а) возникшие в результате процессов деформации, рекристаллизации и закалки первичных крупнозернистых равномернозернистых пород и б) несущие следы субсолидусных взаимодействий между фазами.

Первая группа структур рассмотрена Хартом [256]; главные их особенности суммированы в табл. 16 в виде классификации.

Минералы ультрамафических ксенолитов реагируют на возрастающие напряжения в различной степени: оливин реагирует особенно сильно, ортопироксен в меньшей степени, далее следуют клинопироксен, гранат и шпинель, которые реагируют только на значительные напряжения. Реакция оливина и пироксенов выражается главным образом только в их рекристаллизации, а гранатов и шпинели — в дезинтеграции; некоторые порфирокласты ортопироксенов могут быть пересечены трещинами, которые предположительно являются результатом напряжений, превышающих способность зерен отреагировать на них только рекристаллизацией. Классификация, представленная в табл. 16, основана в первую очередь на степени рекристаллизации или повторного роста оливина, тогда как выделение подтипов структуры (флюндальная, ламинарная, нарушенная) базируется на характере пироксенов граната и (или) шпинели. В общем считается, что *порфирокластическая* и *мозаично-порфирокластическая* структуры образуются при возрастающих деформациях и рекристаллизации *крупнозернистых* пород (рис. 44, 45 и 46). *Флюндальная* структура возникает, когда «хвосты» необластов рекристаллизованных пироксенов протягиваются в основную массу из оливиновых необластов. *Ламинарная* структура формируется, когда пироксены (главным образом ортопироксены) рекристаллизуются и превращаются в тонкие прослои, состоящие из необластов, часто с «флюндальными» хвостами (рис. 47). *Нарушенная* структура возникает, когда ранние большие кристаллы гранатов или шпинели разбиты и фрагменты их вытянуты в виде цепочки (рис. 47); эта структура является показателем значительных кинетических напряжений, так как меньшие напряжения гранаты (или шпинель) способны выдержать. В ряду от крупнозернистых до ламинарных и нарушенных мозаично-порфирокластических пород в целом наблюдается уменьшение размеров зерен. Однако следует подчеркнуть, что структуры могут сильно изменяться даже на расстоянии 1 см, указывая на большие градиенты деформаций, которые, возможно,

Общая классификация структур пород перидотит-пироксенитовой серии [256]

Тип структуры	Порфирокласты	Размер зерен	Границы зерен	Подтипы структуры
<i>Крупнозернистая</i>	Отсутствуют	Средний размер зерен более 2 мм	Различные. Часто прямые или плавно закругленные, но могут быть менее правильными	(1) Изометрическая (2) Таблитчатая
<i>Порфирокластическая</i>	Присутствуют. Более 10 % зерен оливина—порфирокласты	Две основные группы: порфирокласты (1—2 мм) и мелкозернистая основная масса (менее 0,5 мм)	Неправильные для порфирокластов, прямые для неомасов. Некоторые неомасовы изометрические, другие таблитчатые	(1) Ни нарушенная, ни ламинарная (2) Нарушенная (3) Флюидальная (4) Ламинарная и нарушенная
<i>Мозаично-порфирокластическая</i>	Присутствуют. Менее 10 % зерен оливина—порфирокласты	Обычно две группы: порфирокласты и мелкозернистая основная масса. В породах без порфирокластов присутствует только вторая группа	Неправильные для порфирокластов, прямые для неомасов. Некоторые неомасовы изометрические, другие таблитчатые	(1) Ни нарушенная, ни ламинарная (2) Флюидальная (3) Ламинарная и нарушенная
<i>Гранобластическая</i>	Отсутствуют или редки. Это относится ко всем минералам	Обычно менее 2 мм (кроме редких порфирокластов)	Прямые или плавно закругленные, ограничивающие зерна полигональной таблитчатой формы	(1) Изометрическая (2) Таблитчатая

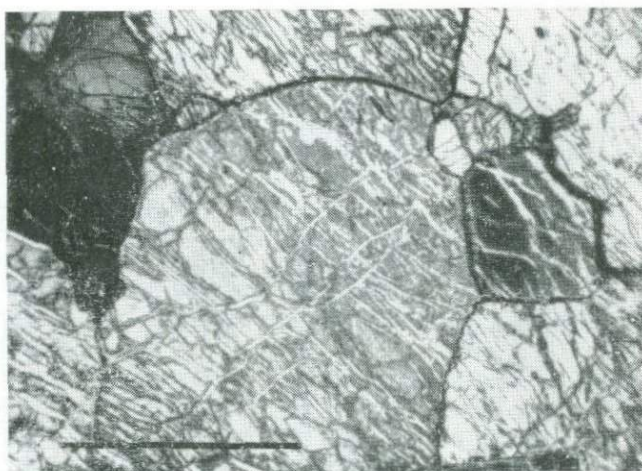


Рис. 44. Микрофотография крупнозернистого гранатового диорита из трубки Булфонтейн. Видны прямолинейные и закругленные границы зерен, часто пересекающиеся под углом 120° . Длина масштабного отрезка 2 мм; при одном никеле

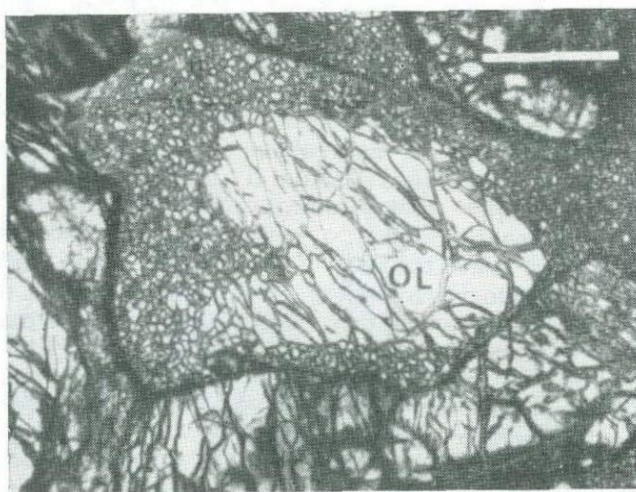


Рис. 45. Микрофотография диорита с порфирокластической структурой из трубки Булфонтейн. Порфирокласт оливина окружен зоной ненапряженных мелких необластов оливина. Остальные зерна — ортопироксен. Длина масштабной линейки 1 мм; никели скрещены.

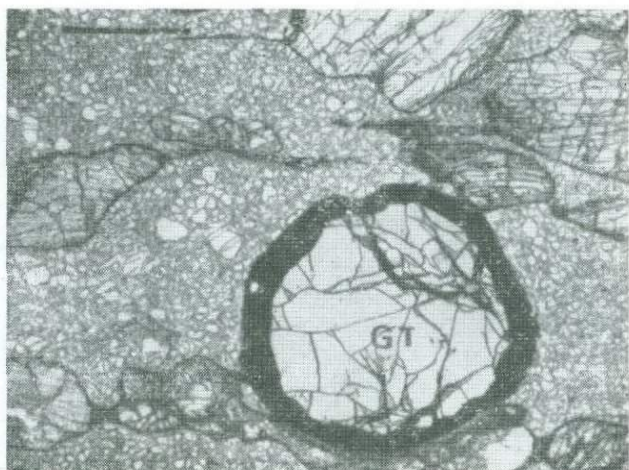


Рис. 46. Микрофотография гранатового лерцолита с мозаично-порфирокластической структурой из трубки Ягерсфонтейн. Оливин перекристаллизован в мелкозернистую небластовую основную массу, а порфирокласты ортопироксена имеют «хвосты» ортопироксеновых небластов; гранат (GT) не изменен. Длина масштабной линейки 1 мм; при одном никеле.

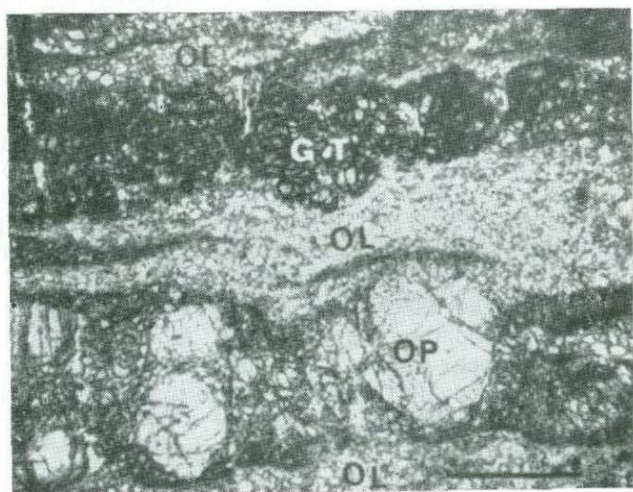


Рис. 47. Микрофотография гранатового лерцолита с ламинарным и нарушенным подтипами мозаично-порфирокластической структуры из трубки Бултфонтейн. Ламинарная структура состоит главным образом из ортопироксена (OP) (как в виде порфирокластов, так и небластов) или разрушенного граната (GT), перемежающегося с мономинеральными слоями небластов оливина (Ol). Длина масштабной линейки 1 мм; при одном никеле.

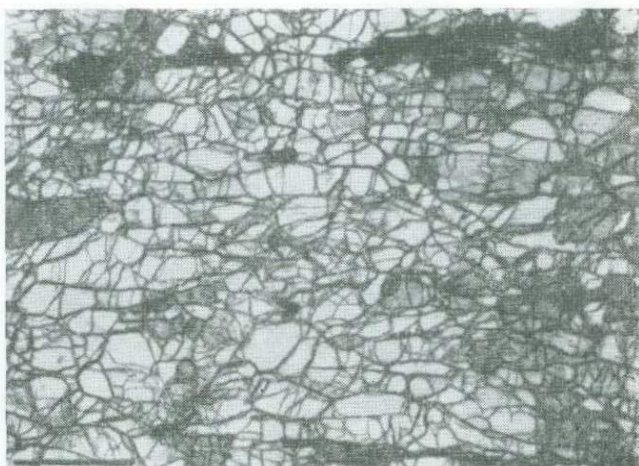


Рис. 48. Микрофотография хромитового гарцбургита с таблитчато-гранобластической структурой из сателлитной трубки Летсенг, Лесото. Видны кристаллы оливина и ортопироксена, четко ориентированные по длинным осям. Длина масштабной линейки 1 мм; при одном никеле.

были связаны в некоторых случаях с вариациями напряжений в породе [148]. Следует также отметить, что термины *порфирукластический* и *мозаично-порфирукластический* включают такие ранее употреблявшиеся термины, как «рассланцованный» (sheared), «полосчатый» (flaser) и «катакластический» (cataclastic). Советскими петрографами описаны «порфиновые перидотиты» [48], имеющие мозаично-порфирукластическую структуру. При последующих описаниях ксенолитов перидотит-пироксенитовой серии для характеристики структур пород, претерпевших в различной степени процесс рекристаллизации, использовался широкий по своему значению термин «деформированные».

Термин «гранобластические» применяется к породам, которые содержат немного порфирукластов (или совсем их не содержат) и в которых зерна всех минералов (за исключением порфирукластов) лишь немного разнятся по размерам (рис. 48). Полагают, что они претерпели интенсивную рекристаллизацию всех минералов (за исключением порфирукластов) с последующим ростом зерен (в различной степени). В относительно редких случаях шпинель, гранат и диопсид могут встречаться в виде включений в больших зернах оливина и ортопироксена. Это является результатом процессов деформации и рекристаллизации (поскольку включены разрушенные фазы — шпинель и гранат) с последующим периферическим ростом зерен оливина и ортопироксена. Харт и др. [260] проследили полный цикл деформации, рекристаллизации и роста зерен для объяснения всех этих различных структур-

ных типов. Крайне важен факт, что породы с порфирокластической и мозаично-порфирокластической структурой подвергались деформации во время их захвата кимберлитами [53]; если бы они находились в условиях температур верхней мантии в течение достаточно длительного периода времени, то прокаливание устранило бы разнообразие структур. Таким образом, представляется, что образование этих характерных структур происходило одновременно с процессом формирования кимберлитов и, возможно, было прямо обусловлено им.

Деформация, приводящая к возникновению порфирокластических и мозаично-порфирокластических пород, обычно сопровождалась определенной степенью метасоматоза, часто выражавшегося в серпентинизации и флогопитизации. Крайняя степень метасоматоза проявилась в некоторых из так называемых «полимиктовых перидотитов», найденных в трубках Бултфонтейн и Де-Бирс, где обломки деформированных перидотитов, пироксенитов и эклогитов и отдельные зерна из них были перемешаны и впоследствии сцементированы ильменитом, флогопитом и сульфидами [345].

В некоторых относительно редких породах с гранобластической структурой довольно крупные порфирокласты ортопироксена могли сохраниться в процессе ранних преобразований (рис. 49). Порфирокласты всегда сильно деформированы (изогнутые грани или трещинки отдельности могут быть видны даже в штуфах), а в шлифах трещинки по $\{100\}$ $\{101\}$ всегда сопровождаются клинопироксеновыми пластинками распада по (100). Другие деформированные кристаллы энстатита содержат удлиненные или изометричные выделения распада, представленные пиропом и хромдиопсидом, а в одном особенно хорошем примере из трубки Монастери гранатовые «пузырьки» распада на изгибе трещин отдельности сливаются, образуя непрерывные прожилки граната [152]. В экспериментальных условиях изгибание трещин отдельности в ортопироксенах происходит только при высоких температурах и низком уровне деформации; при других условиях деформация приводит к превращению ортопироксена в клиноэнстатит [32].

В противоположность перидотитам пироксениты обладают главным образом крупнозернистой структурой и незначительными деформациями или полным их отсутствием.

Вторая важная группа структур возникает при субсолидусных реакциях между слагающими породы минералами. Во многих гранатовых перидотитах гранаты окружены каемками келифита, а в некоторых случаях келифит полностью замещает гранат. Келифит является агрегатом минералов, среди которых главными фазами являются шпинель и слюда, различимые под микроскопом; рентгенографически в составе келифита определены амфибол, клинопироксен, плагноклаз и хлорит. Очевидно, что некоторые

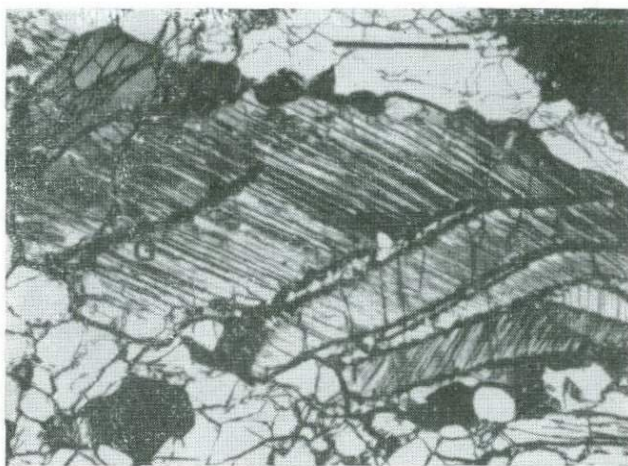
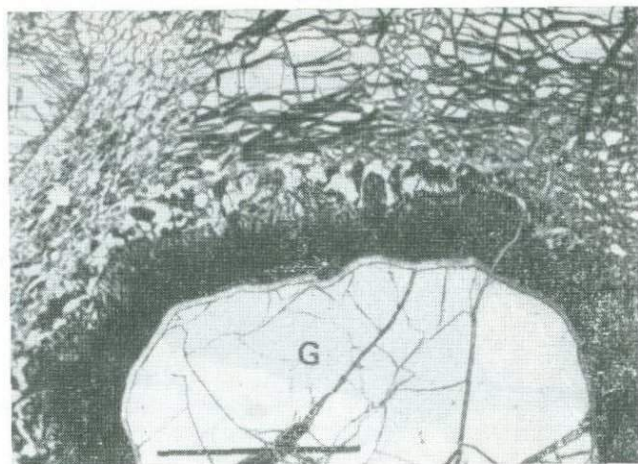
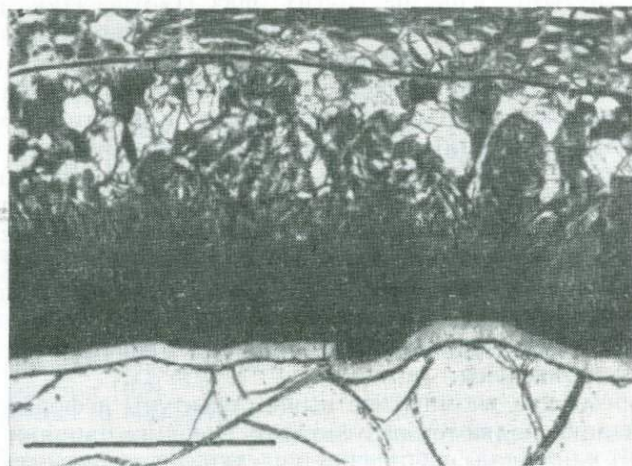


Рис. 49. Микрофотография крупного реликтового деформированного зерна ортопироксена в гранобластической основной массе гранатового лерцолита из трубки Монастери. Границы зерна ортопироксена обведены тушью. Ортопироксен пересечен многочисленными мелкими микротрещинами, вдоль которых в результате распада твердого раствора выделился гранат (G); выделения клинопироксена (светлые мелкозернистые полоски) параллельны кристаллографическому направлению (100) в ортопироксене; ламеллы пироксена в некоторых микротрещинах повернуты. Видны изотропные зерна граната, образовавшиеся при распаде твердого раствора по периферии кристалла ортопироксена. Длина масштабной линейки 0,5 мм; николи скрещены.

из келифитовых минералов образовались вследствие привноса щелочей и летучих из вмещающего кимберлита в процессе метасоматоза; в результате метасоматоза первичные минералы, за исключением шпинели, покрываются оболочками. Однако и в относительно неметасоматизированных лерцолитовых ксенолитах из некоторых трубок Лесото (например, Летсенг-ла-терае-2) гранаты окружены каемками шпинели, ортопироксена и клинопироксена (рис. 50 и 51); эти реакционные каймы аналогичны описанным Рейдом и Доусоном [490] в ксенолитах лерцолитов из вулкана Лашайне, Танзания, где появление каемок обусловлено изохимическими субсолидными реакциями между гранатом и оливином в результате изменения *PT*-условий при переходе от фации гранатовых лерцолитов к фации шпинелевых лерцолитов. Обратное явление было отмечено в лерцолите из трубки Обнаженная [551], в оливиновом пироксените из трубки Слюдянка [200], в лерцолите из Грин-Нобс, Нью-Мехико [534], и в оливиновом пироксените из трубки Франк-Смит (неопубликованные данные Доусона и Смита). В этих породах шпинель обростает и замещается гранатом, который в образцах из трубок Слюдянка и Грин-Нобс заполняет промежутки между шпинелью и энстатитом.



Р и с. 50. Микрофотография реакционной оторочки вокруг граната (G) в гранатовом лерцолите из сателлитной трубки Летсенг, Лесото. Мелкозернистая темная внутренняя реакционная зона снаружи окружена зоной ортопироксена и клинопироксена с вростками глиноземистой шпинели. Длина масштабной линейки 1 мм; при одном никеле.



Р и с. 51. Увеличенная часть реакционной зоны, показанной на рис. 50. Контакт между реакционной зоной и порфирокластом оливина обведен тушью. Видно тесное срастание темной шпинели и пироксена во внешней части зоны. Длина масштабной линейки 0,5 мм; при одном никеле.

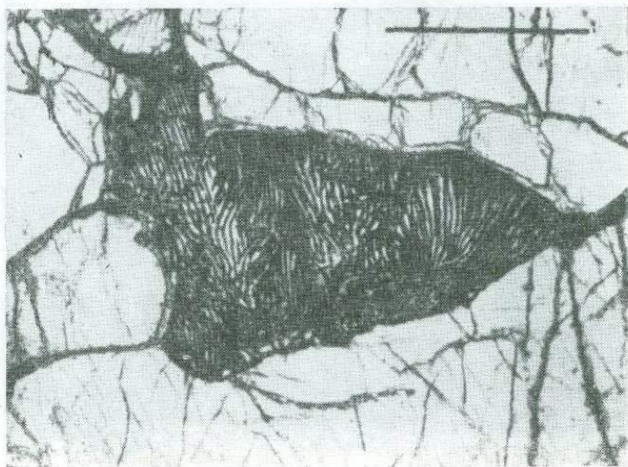


Рис. 52. Микрофотография хромит-паргаситового симплектита в хромитовом гарцбургите из трубки Весселтон. Окружающие его зерна представлены оливином. Длина масштабной линейки 0,5 мм; николи скрещены.

Другая структура, возможно связанная с субсолидусными реакциями, представлена зернами хромита в сростании с волокнистыми изогнутыми зернами других фаз («отпечатки пальцев») и наблюдается в некоторых перидотитах с крупнозернистой структурой (рис. 52). В таких «отпечатках пальцев» хромиты сростаются с оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и паргаситом; сростки называют простыми, когда хромит находится в сростании лишь с одним силикатным зерном, или сложными, если он сростся с двумя или более силикатными зернами, не обязательно одного и того же минерала [141]. «Отпечатки пальцев» часто наблюдаются в местах тройных сочленений зерен вмещающих силикатов, что дает основание предполагать перераспределение хромита в процессе рекристаллизации; однако в породах, содержащих «отпечатки пальцев», всегда имеются зерна хромита обычной морфологии, и причины такого сосуществования в настоящее время не могут быть объяснены.

В то время как упомянутые выше структуры деформации и рекристаллизации являются результатом внешних напряжений, Карстенс [87] наблюдал небольшие участки пластических напряжений вокруг включений рутила и оливина в пиропе из лерцолитовых ксенолитов из трубок Южной Африки и Якутии; эти локализованные поля напряжений возникали в результате различных коэффициентов температурного расширения и сжимаемости у включений и у пироба-хозяина; они выражаются в ореолах дву-преломления и переплетения дислокаций в участках пироба, непосредственно примыкающих к включениям.

4. **Общий химизм.** *а. Главные элементы.* Представительные анализы пород перидотит-пироксенитовой серии приведены в табл. 17. Выделение этой серии основано на предположении, что, начиная от исходного гранатового лерцолита, при небольших степенях его частичного плавления могут возникать более обогащенные железом расплавы, которые кристаллизуются с образованием гранатового вебстерита и гранатового пироксенита; остаточными комплементарными породами при этом будут гранатовый гарцбургит, гарцбургит и дунит. В табл. 17 приведены три средних со-

Таблица 17

Представительные анализы пород перидотит-пироксенитовой серии

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,53	44,66	44,99	41,80—47,85	45,37	44,36	51,61	47,0
TiO ₂	0,09	0,09	0,06	0,02—0,16	0,01	0,01	0,11	0,01
Al ₂ O ₃	1,84	1,22	1,40	0,53—3,26	1,29	1,14	4,24	2,0
Cr ₂ O ₃	0,38	0,35	0,32	0,21—0,62	0,42	0,34	0,57	0,6
FeO _{общ}	6,70	7,87	7,89	6,70—9,17	5,50	5,90	7,17	4,0
MnO	0,11	0,11	0,11	0,09—0,15	0,10	0,09	0,18	0,08
MgO	41,98	42,94	42,60	37,6—45,7	42,5	44,3	27,65	45,8
NiO	0,32	0,37	0,26	0,25—0,43	0,27	0,30	0,12	0,26
CaO	1,47	0,81	0,82	0,35—3,50	0,65	0,53	6,61	0,04
Na ₂ O	0,16	0,15	0,11	0,02—0,60	0,12	0,08	0,63	0,0
K ₂ O	0,15	0,12	0,04	0—0,35	0,06	0,06	0,06	

1 — гранатовый лерцолит, среднее из 9 анализов [89].

2 — южноафриканский гранатовый лерцолит, среднее из 41 анализа [93].

3 — гранатовый лерцолит, среднее из 202 анализов [360].

4 — пределы изменения содержания окислов в анализах лерцолитов, использованных для вычисления их средних содержаний в группах 1, 2 и 3.

5 — гранатовый гарцбургит [459].

6 — гарцбургит [459].

7 — вебстерит № 1042 [459].

8 — приблизительный состав гранатового гарцбургита, образованного при прогрессивном метаморфизме глиноземистого гарцбургита [151].

става гранатового лерцолита; между ними видна хорошая сходимость; наибольшие различия наблюдаются в содержаниях Al₂O₃, CaO и K₂O. Гранатовый гарцбургит по сравнению с гранатовым лерцолитом относительно обеднен FeO, TiO₂, CaO и щелочами в результате увеличения содержаний оливина и в особенности

ортопироксена. Комплементарный гранатовый вебстерит относительно обогащен TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , CaO и Na_2O . На примере образцов из трубки Матсоку (табл. 18) показан постепенный переход от дунитов к гранатовым вебстеритам; это же видно на рис. 53, где отражены составы пород из трубок Матсоку и Бултфонтейн.

Таблица 18

Анализы пород перидотит-пироксенитовой серии из трубки Матсоку, Лесото [112]

	Дунит LBM-20	Гарцбургит LBM-21	Гранатовый перцолит LBM-9	Гранатовый пироксенит LBM-18
SiO_2	39,99	45,57	47,49	51,50
TiO_2	0,04	0,01	0,03	0,17
Al_2O_3	0,01	0,85	2,45	6,27
Cr_2O_3	0,05	0,36	0,52	0,40
Fe_2O_3	1,69	1,34	1,07	1,74
FeO	8,02	4,40	5,18	7,82
MnO	0,12	0,10	0,12	0,18
MgO	47,26	44,40	38,84	25,18
CaO	0,12	0,44	1,36	4,85
Na_2O	0,00	0,01	0,04	0,12
K_2O	0,03	0,05	0,16	0,06

В противоположность этим породам гранатовые гарцбургиты, которые считают образовавшимися в результате прогрессивного метаморфизма глиноземистых гарцбургитов, имеют аномальный химический состав: для них характерно высокое содержание магния при низких концентрациях CaO и Na_2O (табл. 17).

б. Элементы-примеси. Данные по содержанию элементов-примесей в перидотитах и пироксенитах обобщены в табл. 19. В ней показаны вариации содержаний элементов в этих породах в целом, относительные концентрации их в различных фазах и максимальные концентрации элементов в их главных минералах-концентракторах; более подробную информацию заинтересованный читатель может найти в указанных первоисточниках. Вариации содержания элементов отражают модальные соотношения различных фаз и степень замещения элементами-примесями главных элементов. Например, NiO , замещающий MgO главным образом в оливине, имеет наиболее высокие концентрации в дунитах и в гарцбургитах, тогда как стронций, замещающий CaO в диопсиде, сконцентрирован преимущественно в вебстеритах и пироксенитах. Rb , Li , Ba , Cs , замещающие K , сконцентрированы в слюдах.

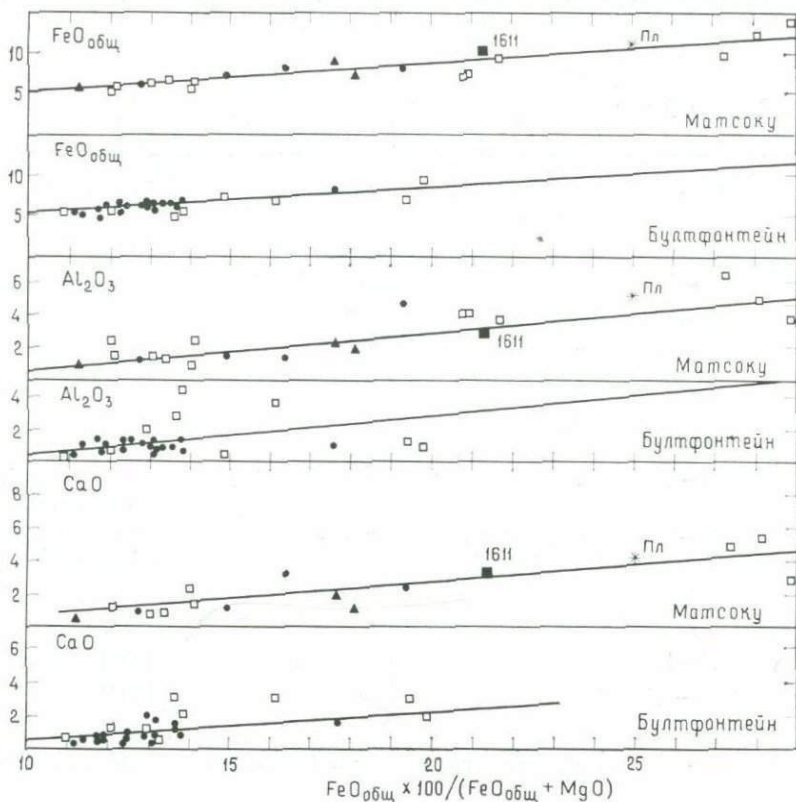


Рис. 53. Соотношение CaO, общего FeO и Al_2O_3 со $100 FeO_{общ}/(FeO + MgO)$ в ксенолитах из трубок Матсоку и Бултфонтейн, Южная Африка [241]. Светлые квадраты — крупнозернистые породы, черные кружки — деформированные породы (с порфиорокластической и мозаичной структурами), черные треугольники — гранобластические породы, 1611 — «неистощенный» гранатовый перидолит PHN-1611 [69], Пл — первичный перидолит [336].

Кривая распределения редкоземельных элементов в перидотитах либо горизонтальна (как для хондритов), либо обладает слабым отрицательным наклоном (рис. 54). Хаскин и др. [264] и Филпоттс и др. [473] показали, что тяжелые р. з. э. наиболее сконцентрированы в гранатах, характеризующихся низким отношением Ce/Yb , тогда как клинопироксены содержат больше легких р. з. э. и имеют высокое отношение Ce/Yb (рис. 55). Эти особенности распределения р. з. э. в гранатах и клинопироксенах были подтверждены исследованиями Митчелла и Карсуэлла [425] и Симидзу [529]. Хондритоподобное распределение р. з. э. в породе в целом указывает на приблизительно равное соотношение в этой породе граната и клинопироксена. Симидзу [529] установил, что кривая

Содержание элементов-примесей в породах перидотит-пироксенитовой серии
и в слагающих их минералах

Элемент	Вариации содержания в породе, млн ⁻¹	Фазы-концентраторы в порядке уменьшения их значения	Концентрация в главной фазе-концентраторе, млн ⁻¹	Источник данных
Li	0,5—3,0	с > ол = опк = = кпк = гр	с = 8	[452, 556]
Be	<3			[452]
Sc	1—10	гр > кпк	гр = 90 — 110	[452, 562]
V	70—200	кпк > гр	кпк = 400 — 600	[278, 452]
Co	90—120	кпк > гр	кпк = 25 — 40	[452, 562]
Ni	90—350	ол > опк > кпк > > гр	ол = 2000	[278, 452, 561]
Cu	35—180			[293]
Rb	1—57	с > кпк > опк = = гр > ол	с = 200 — 700	[275, 562, 227, 12, 373, 556, 473]
Sr	50—70	кпк > с > опк = = гр = ол	кпк = 90 — 550	[452, 562, 227, 12, 373, 473]
Y	30			
Zr	?	кпк > гр	кпк = 40 — 70	[278, 452]
Nb	2,8—14			[359]
Ag	0,05—3,6			[293]
Cs	0,1—5,2			[232]
Ba		с > кпк > гр > > опк > ол	сл = 1300—1500	[452, 227, 473]
La	0,06—0,99			[425]
Ce		кпк > гр	кпк = 24,3	[529]
Nd		кпк > гр	кпк = 21,6	[529]
Sm	0,11—0,31	кпк > гр	кпк = 5,33	[425, 529]
Eu		гр > кпк	гр = 1,04	[425, 529]
Gd		гр > кпк	гр = 3,82	[529]
Dy		гр > кпк	гр = 5,04	[529]
Er	0,03—0,29	гр > кпк	гр = 3,29	[529]
Yb		гр > кпк	гр = 2,96	[425, 529]
Au	0,06—0,81			[293]
Pb	37,3	с > гр > кпк	втор	[452, 373]
Bi	0,011—0,03			[167]
Th	0,2—1,7		втор	[278, 274, 373]
U	0,03—1,11	с > гр > кпк > > опк = ол	втор	[278, 274, 5, 373, 326]

с — слюда, ол — оливин, кпк — клинопироксен, опк — ортопироксен, гр — гранат, втор — высокое содержание элемента во вторичных слюдах.

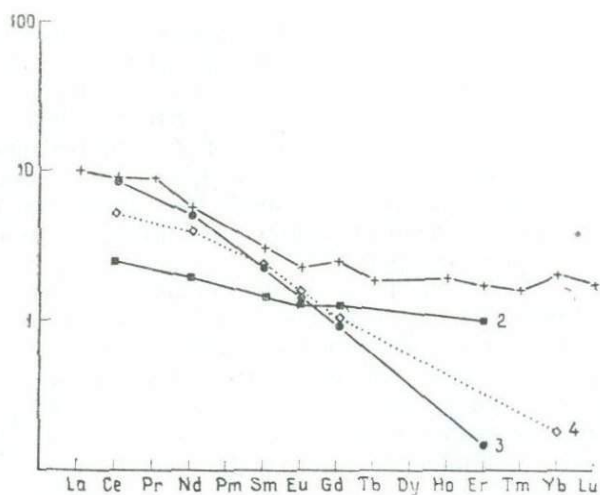


Рис. 54. Распределение редкоземельных элементов в перидотитах. Данные нормализованы по стандартному хондриту [263]. 1—перидотит трубки Весселтон [263]; 2—гранатовый лерцолит трубки Робертс-Виктор [473]; 3—лерцолит трубки Робертс-Виктор [473]; 4—гранатовый лерцолит трубки Булфонтейн [473].

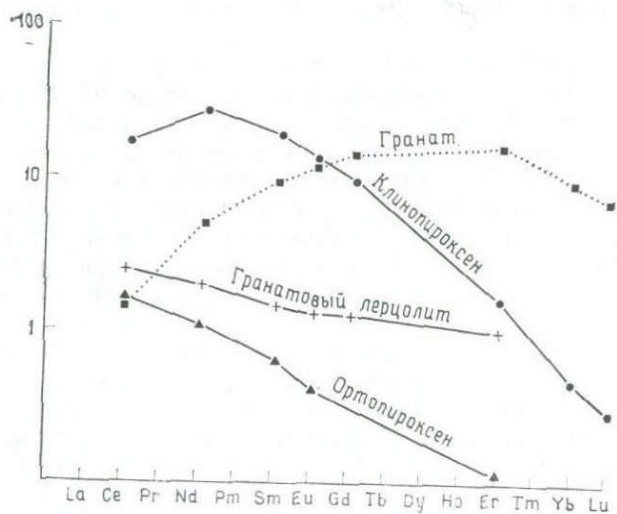


Рис. 55. Распределение редкоземельных элементов в гранатовом лерцолите и слагающих его минералах, трубка Робертс-Виктор [473].

распределения р. з. э. для деформированных ксенолитов обладает очень пологим отрицательным наклоном, тогда как крупнозернистые породы, обедненные подвижными элементами (такими, как K и Rb, см. разд. 7.5.1.1.5), имеют относительно высокие общие концентрации р. з. э. и более крутой отрицательный наклон кривой распределения. В этом снова проявляется несовпадение выводов о том, какой тип ксенолитов более «истощен», сделанных на основании распределения главных элементов, с одной стороны, и элементов-примесей, с другой.

Поскольку некоторые гранатовые лерцолиты содержат большие количества р. з. э. и обогащены легкими р. з. э. по сравнению с тяжелыми, Симидзу [530] предположил, что гранатовые лерцолиты первоначально были кумулятами, состоящими из оливина, ортопироксена и клинопироксена, которые затем рекристаллизовались и образовали гранатовые лерцолиты; эта гипотеза подтверждена данными о наличии структур распада в некоторых гранатовых лерцолитах [152].

5. Химизм минеральных фаз. Большинство аналитических работ было направлено на установление составов фаз разнообразных мантийных пород. Однако недавно было установлено, что картина более сложная, чем представлялось ранее: интенсивное исследование отдельных образцов показало наличие небольших, но значимых различий в составах различных зерен одного и того же минерала в одном и том же образце; это связывается либо с локальными деформациями [66], либо с неравновесностью ассоциаций [151].

Оливин является фазой с наиболее простым химическим составом и в большинстве пород содержит от 88 до 94% форстеритового компонента; некоторые зерна в железистых деформированных (порфирикластических или мозаично-порфирикластических) дунитах имеют состав $Fe_{79}-Fe_{83}$ (неопубликованные данные Доусона и Смита); Никсон и Бойд [447] обнаружили, что оливины в деформированных гранатовых лерцолитах из трубки Таба-Путсоа, Лесото, более железисты (Fe_{90}) и содержат больше Al_2O_3 и Cr_2O_3 , чем в среднезернистых гранатовых лерцолитах (Fe_{93}); эти различия следует поискать в других телах, чтобы определить, являются ли они частной особенностью данной трубки или более общей закономерностью. Содержание NiO в оливинах составляет 0,38—0,48 вес. %, а MnO — от 0,07 до 0,89 вес. %. Высокопрецизионные анализы элементов-примесей показали также наличие в оливинах 0,006—0,020 вес. % Al_2O_3 ; 0,006—0,04 вес. % Cr_2O_3 , 0,013—0,04 вес. % CaO, 0—390 (в среднем 130) млн⁻¹ TiO_2 , 40—130 (в среднем 90) млн⁻¹ Na_2O , менее 20 млн⁻¹ K_2O , 50—200 (в среднем 130) млн⁻¹ P_2O_5 [45]. Хотя содержания Na, P и Ti низки, они тем не менее имеют важное значение, благодаря большому количеству оливина в верхней мантии. Поскольку в лунных оливинах были обнаружены значительные содержания Cr_2O_3 , возникли раз-

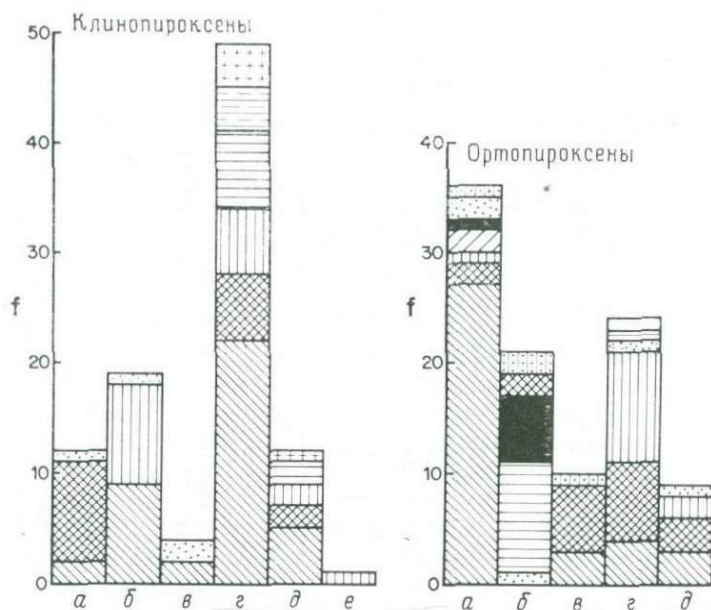


Рис. 56. Гистограммы ортопироксенов и клинопироксенов из пород перидотит-пироксенитовой серии. Буквы по оси абсцисс обозначают разновидности пироксенов, выделенные в соответствии с номенклатурой Стефенса и Доусона [558]. *Клинопироксены*: а — субкальциевый диопсид, б — Ti-Cr-диопсид, в — хромдиопсид, г — юриновый диопсид, д — жадеитовый диопсид. *Ортопироксены*: а — энстатит, б — Ti-Cr-энстатит, в — Na-Ca-энстатит, г — Ti-энстатит, д — Ti-бронзит. Обозначения типов пород см. на рис. 57.

ногласия в вопросе о том, в какой форме находится Cr в оливинах: в двух- или трехвалентной?

Ортопироксен содержит 87—95% энстатитового компонента; в дальнейшем мы будем по отношению к нему придерживаться терминологии Стефенса и Доусона [558] (колебания содержаний главных компонентов приведены в табл. 13). В табл. 20 даны представительные анализы 149 ортопироксенов, взятые из литературы; они показывают, что самым распространенным ортопироксеном является *энстатит* (рис. 56), особенно в крупнозернистых гранатовых лерцолитах; тем не менее ортопироксены из других гранатовых лерцолитов более богаты железом и титаном, хотя факт наличия в недеформированных лерцолитах одинаково большого количества Ti-энстатитов и Ti-бронзитов указывает на отсутствие связи между структурой пород и отношением Fe/Ti в ортопироксенах. *Cr-Al-энстатит* наблюдается главным образом в деформированных лерцолитах, но встречается также и в недеформированных разностях, Ti-энстатиты присутствуют в деформи-

Представительные анализы орто- и клинопироксенов из пород перидотит-пироксенитовой серии (номенклатура по Стефенсу и Доусону [558])

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	57,55	57,51	56,6	56,8	57,20	56,8	55,72	55,32	55,92	52,65	55,54	55,68
TiO ₂	0,03	0,00	0,00	0,00	0,18	0,11	0,22	0,00	0,14	0,82	0,05	0,09
Al ₂ O ₃	0,75	0,97	2,43	2,11	0,97	0,74	0,88	1,39	1,75	5,92	2,43	2,48
Cr ₂ O ₃	0,28	0,45	0,57	0,48	0,27	0,22	0,18	1,01	0,87	1,43	1,48	2,60
FeO _{общ}	4,57	4,82	4,48	4,18	5,59	9,54	8,54	3,14	3,27	1,62	2,52	2,43
MnO	0,07	0,11	0,13	0,11	0,14	0,15	0,18	0,13	0,09	0,05	0,09	0,09
MgO	35,01	34,96	35,8	34,9	33,98	31,8	32,32	20,91	17,71	15,11	16,15	16,35
CaO	0,56	1,45	0,68	1,51	1,08	0,59	0,85	17,59	20,39	18,60	20,64	18,73
Na ₂ O	0,11	0,15	0,02	0,47	0,25	0,18	0,19	0,82	1,38	2,47	1,95	2,46
Сумма	98,92	100,42	100,71	100,56	99,66	100,17	99,08	100,31	101,52	99,92	100,84	100,91

1 — энстатит из крупнозернистого вебстерита LBM-9 трубки Матсоку, Лесото [112].

2 — энстатит из рассланцованного гранатового лерцолита 1591 трубки Таба-Путсоа, Лесото [447].

3 — Cr-Al-энстатит из крупнозернистого хромшпинелевого гарцбургита BD-1733 трубки Ньюлендс, ЮАР [141].

4 — Na-Ca-энстатит из крупнозернистого хромит-ларгаситового гарцбургита BD-1368 трубки Монастери, ЮАР [141].

5 — Ti-энстатит из деформированного гранатового лерцолита 2001 трубки Мотае, Лесото [447].

6 — высокотитановый бронзит из крупнозернистого лерцолита спутеллитной трубки Летсенг, Лесото [45].

7 — высокотитановый бронзит из деформированного гранатового лерцолита 1582 трубки Таба-Путсоа, Лесото [447].

8 — субкальциевый диопсид из деформированного гранатового лерцолита 1591 трубки Таба-Путсоа, Лесото [447].

9 — диопсид из крупнозернистого гранатового вебстерита LBM-6 трубки Матсоку, Лесото [447].

10 — Ti-Cr-диопсид из гранатового лерцолита 443 Д/586 трубки Обнаженная, СССР [416] (в сумму включены также не-большие количества K₂O и H₂O).

11 — хромдиопсид из крупнозернистого гранатового лерцолита JIG-221 трубки Де-Бирс, ЮАР [112].

12 — юрнитовый диопсид из крупнозернистого гранатового лерцолита LBM-11 трубки Матсоку, Лесото [112].

рованных и среднезернистых гранатовых лерцолитах, а также представляют ортопироксеновую фазу в большинстве гранатовых вебстеритов. *Высокотитановый бронзит* присутствует в рассланцованных (sheared) и деформированных гранатовых лерцолитах и в гранатовых вебстеритах. Из рассмотрения гистограммы следуют четыре главных факта: 1) энстатит является наиболее распространенным ортопироксеном в гранатовых лерцолитах; 2) отсутствуют твердые доказательства обогащенности ортопироксенов в деформированных гранатовых лерцолитах железом, натрием, кальцием и титаном в противоположность крупнозернистым разновидностям, как полагали Никсон и Бойд [447] на основании исследования серии образцов из трубки Таба-Путсоа, Лесото; 3) гранатовые вебстериты состоят преимущественно из более богатых железом и титаном ортопироксенов; 4) гистограммы подчеркивают общую закономерность: ортопироксены различного состава (главным образом это относится к содержанию в них MgO , FeO и TiO_2) наблюдаются в различных породах перидотит-пироксенитовой серии.

Содержание Al_2O_3 в ортопироксенах (за исключением $Cr-Al$ -энстатитов) меньше 2,5 вес. %, а в наиболее распространенных ортопироксенах (энстатитах) — обычно меньше 1,5 %. Содержание CaO в энстатитах низкое (меньше 1 %), что указывает на ограниченное количество в них растворенного диоксида. Доусон и др. [152] подразделяют ортопироксены из гарцбургитов на две главные группы: «истощенные» (barren), содержащие относительно низкие количества Ca , Al , Cr и Na , и «неистощенные» (fertile), содержащие относительно высокие количества этих элементов. Бойд [62] показал, что пироксеновые необласты в деформированных гранатовых лерцолитах изредка, но заметно обогащены CaO , Al_2O_3 и Cr_2O_3 по сравнению с энстатитовыми порфирукластами. Содержания элементов-примесей в ортопироксенах гранатовых лерцолитов следующие (в $млн^{-1}$, в скобках приведены средние содержания): 530—1900 (1070) Na_2O ; 10—110 (30) K_2O ; 0—90 (50) P_2O_5 ; 10—1650 (480) TiO_2 .

Номенклатура *клинопироксенов* рассмотрена в главе, посвященной минералогии кимберлитов. Клинопироксены характеризуются значительными вариациями состава (табл. 20), особенно в отношении содержания в них твердого раствора энстатита. Отношение $Ca/(Ca + Mg)$ изменяется от 0,26 до 0,48, что, согласно экспериментальным данным, соответствует температурам равновесия 1400—950°C [125], хотя методика пироксеновой геотермометрии сейчас является предметом больших дискуссий. Клинопироксены с низкими значениями этого отношения (т. е. содержащие больше энстатита в твердом растворе) образовались при относительно высоких температурах, а точные температуры равновесия зависят от содержания других элементов (Fe , Al , Cr , Na , Ti) и от общего химического состава породы [352]. Никсон

и Бойд [447] связывали субкальциевый состав клинопироксена (высокие температуры равновесия) гранатовых лерцолитов из трубки Таба-Путсоа с их деформированной структурой, но наблюдения Кокса и др. [112] и Доусона и др. [148] на других трубках показали отсутствие корреляции между структурами вмещающих перидотитов и температурами равновесия клинопироксенов. Тем не менее в то время, как температуры равновесия всех крупнозернистых и *некоторых* слабодеформированных гранатовых лерцолитов составляют 950—1050°C, все породы, содержащие субкальциевые диопсиды (что подразумевает высокотемпературные равновесия), деформированы. Помимо главных элементов клинопироксены содержат также существенные количества Na_2O , Al_2O_3 и Cr_2O_3 (табл. 19), а также небольшие, но заметные количества K_2O (10—110, в среднем 30 млн⁻¹), P_2O_5 (90—630, в среднем 350 млн⁻¹) [45], Rb (0,02—0,26 млн⁻¹), Sr (84—558 млн⁻¹), Ba (0,2—45 млн⁻¹) и Cs (0,1—10,2 млн⁻¹) [530]. Присутствие K_2O обусловлено высокими давлениями [543], то же самое относится и к небольшим количествам Na_2O , входящего в виде твердого раствора в гранаты перидотитов и эклогитов. Симидзу [530] показал различие в величине отношения K/Rb в клинопироксенах из деформированных перидотитов (1100—2200) и из крупнозернистых перидотитов (200—1400); эта относительная обедненность рубидием клинопироксенов из деформированных перидотитов так же, как и данные о распределении р. з. э. (см. выше), не согласуется с выводом, сделанным на основании содержания главных элементов (FeO , CaO , Al_2O_3 и Na_2O), о том, что деформированные перидотиты *менее* истощены, чем перидотиты с крупнозернистой структурой.

Гистограмма (рис. 56) показывает, что хромдиопсид является наиболее распространенным клинопироксеном в породах перидотит-пироксенитовой серии, несмотря на их различный модалный состав, и очевидно, что как крупнозернистые, так и деформированные гранатовые лерцолиты содержат клинопироксены различного состава.

Некоторые хромдиопсиды в лерцолитовых ксенолитах по краям замутнены или изменены; измененные участки имеют такую же оптическую ориентировку и двупреломление, как и у неизменного пироксена; по сравнению с последними эти измененные участки содержат меньше Na_2O и Al_2O_3 , но столько же Cr_2O_3 и имеют такое же отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ [88].

Гранаты различного состава (табл. 21) наблюдаются во многих породах перидотит-пироксенитовой серии. Они относятся к восьми из двенадцати химических групп, выделенных Доусоном и Стефенсом [145, 146] на основании изменения содержаний TiO_2 , Cr_2O_3 , MgO , CaO и $\text{Fe}_{\text{общ}}$ в гранатах из кимберлитов, родственных ксенолитов и образующих включения в алмазах (рис. 57). Содержание $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в гранатах из перидотитов обычно более или менее постоянное, и вариации проявляются в относительных содержа-

Таблица 21

Представительные анализы гранатов из пород перидотит-пироксенитовой группы

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42,68	41,19	41,7	40,6	43,0	44,4	41,68	41,5
TiO ₂	0,80	0,31	0,05	0,52	0,04	0,0	0,80	0,19
Al ₂ O ₃	21,15	21,97	21,2	20,5	17,6	19,7	16,58	12,5
Cr ₂ O ₃	1,46	1,06	4,13	3,48	8,20	5,84	7,15	14,1
FeO _{общ}	8,63	13,15	6,87	7,71	6,82	5,47	7,46	7,28
MnO	0,26	0,36	0,35	0,36	0,32	0,33	0,27	0,40
MgO	20,66	17,47	21,3	19,9	22,9	24,7	20,40	18,8
NiO	He опр.	He опр.	0,009	0,0	He опр.	0,0	He опр.	He опр.
CaO	4,30	4,41	5,83	4,43	1,93	0,42	5,90	6,24
Na ₂ O	0,07	He опр.	0,037	0,07	—	0,0	He опр.	He опр.
Сумма	100,01	99,93	100,54	97,61	100,8	100,8	100,4	101,0

- 1 — титановый пироп из деформированного лерцолита трубки Таба-Путсоа, Лесото [447].
- 2 — кальциевый пироп-альмандин из гранатового лерцолита LBM-18, трубка Матсоку, Лесото [112].
- 3 — хромовый пироп из гранатового лерцолита 1149 трубки Бултфонтейн, ЮАР [45] (в сумму включены 0,069 % P₂O₅).
- 4 — хромовый пироп из гранатового пироксенита 1156 трубки Бултфонтейн, ЮАР [45] (в сумму включены 0,036 % P₂O₅).
- 5 — малокальциевый хромовый пироп из гранатового серпентинита А-2а трубки Айхал, СССР [543].
- 6 — малокальциевый хромовый пироп из гранатового гарцбургита 2093 трубки Ликхобонг, Лесото [151].
- 7 — титановый уваровит-пироп из гранатового «перидотита» Уд-5 трубки Удачная, СССР [543].
- 8 — кноррингитовый уваровит-пироп из алмазоносного гранатового серпентинита А-4а трубки Айхал, СССР [548].

ниях CaO—MgO и Cr₂O₃—Al₂O₃. Хромовые пиропы являются преобладающим типом граната, они встречаются главным образом в крупнозернистых лерцолитах, а также в вебстеритах, пироксенитах и гарцбургитах. Гранатовые лерцолиты (как крупнозернистые, так и деформированные) помимо хромовых пиропов содержат также титановые пиропы и титановые уваровит-пиропы. Алмаз был найден в перидотитах, содержащих хромовый пироп, а также в гарцбургитах и дунитах, содержащих малокальциевый хромовый пироп и кноррингитовый уваровит-пироп [543]. Часто принято считать, что гранаты из перидотитов и пироксенитов гомогенны,

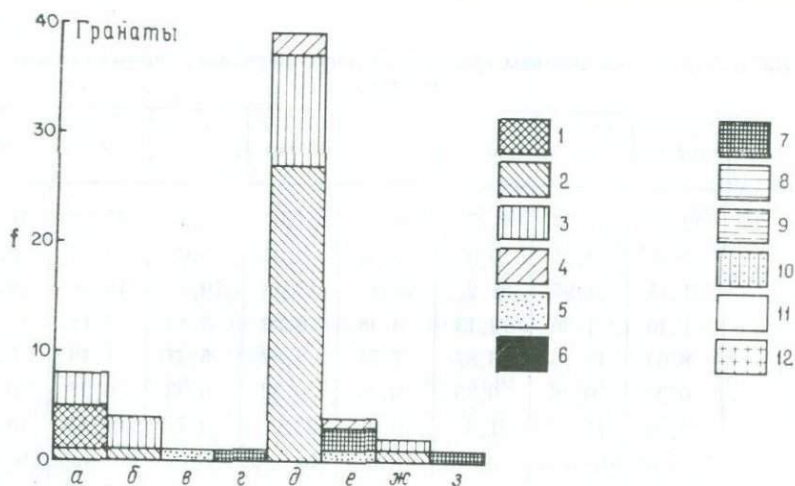


Рис. 57. Гистограмма гранатов из пород перидотит-пироксенитовой серии. Типы гранатов: а — титанистый пироп, б — кальциевый пироп-альмандин, в — пироп-гроссуляр-альмандин, г — железомagneзиальный уваровитовый гроссуляр, д — хром-пироп, е — малокальциевый пироп, ж — титановый уваровит-пироп, з — кноррингитовый уваровит-пироп (номенклатура гранатов заимствована у Доусона и Стефенса [146]). Породы: 1 — деформированные гранатовые лерцолиты, 2 — гранатовые лерцолиты, 3 — гранатовые вебстериты, 4 — гранатовые гарцбургиты, 5 — гранатовые пироксениты, 6 — хромитовые гарцбургиты, 7 — гранатовые серпентиниты, 8 — хромитовые лерцолиты, 9 — лерцолиты, 10 — гарцбургиты, 11 — дуниты, 12 — эклогиты.

но недавние исследования Бойда и Фингера [66] и Доусона и др. [150] показали наличие значительных вариаций в содержании CaO , TiO_2 , Cr_2O_3 и Al_2O_3 между зернами и в пределах отдельных зерен. Зональность в распределении Cr_2O_3 и Al_2O_3 наблюдается в гранате из неравновесного гарцбургита трубки Ликхобонг, Лесото [150]; в лерцолитах из трубки Грин-Нобс, Нью-Мехико, США [534], наблюдается неравновесие между гранатом и шпинелью. Небольшие количества Na_2O в гранатах перидотитов и эклогитов были впервые обнаружены Соболевым и Лаврентьевым [545], которые предположили, что эта примесь является результатом высоких давлений; вследствие высокопрецизионные анализы Бишоп и др. [45] подтвердили наличие в гранатах примеси Na_2O (150—790, в среднем 340 млн⁻¹), а также присутствие P_2O_5 (200—1040, в среднем 560 млн⁻¹), K_2O (менее 20 млн⁻¹), TiO_2 (160—5190, в среднем 1470 млн⁻¹). Бишоп и др. [45] показали, что а) содержания (атомные количества) Na обычно превышают содержания P, б) содержание Na в целом возрастает вместе с повышением содержания Ti, но обычно в меньшей степени и в) атомные количества Ti+P всегда превышают атомное количество Na; эти авторы предположили наличие парных изоморфных замещений

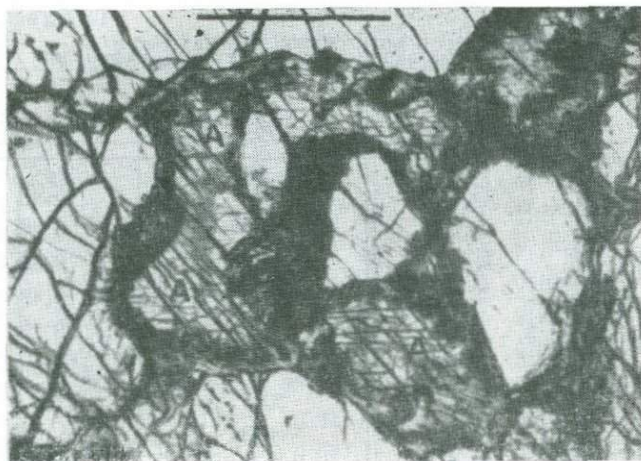


Рис. 58. Зерна хромистого паргасита (А) в амфиболовом гарцбургите из трубки Монастери. Светлые кристаллы — оливин. Длина масштабной линейки 0,5 мм; при одном никеле.

$\text{Na}^{\text{VIII}} + \text{P}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Ca}^{\text{VIII}} + \text{Si}^{\text{IV}}$ и $\text{Na}^{\text{VIII}} + \text{Ti}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Ca}^{\text{VIII}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ и не видят необходимости привлечения в схему замещения Si^{VI} , как это делают Соболев и Лаврентьев [545].

Амфибол. В перидотитах известны два типа амфиболов: 1) хромистый паргасит и паргаситовая роговая обманка, наблюдаемые в качестве первичных фаз либо в виде изолированных зерен, либо в сростании с «отпечатками пальцев» хромита (рис. 58) (табл. 22), и 2) калиевый рихтерит, являющийся первичной метасоматической фазой, наблюдаемой либо в виде многочисленных зерен в метасоматизированных перидотитах, либо в жилах совместно с флогопитом и диопсидом (см. разд. 7.5.1.3). Из числа известных проявлений рихтеритсодержащих перидотитов наиболее богата ими трубка Бултфонтейн. Во многих отношениях первично-метасоматический рихтерит схож по составу с К-рихтеритом из «маридов» (см. разд. 7.5.1.4).

Слюда. Химизм слюд из перидотитов был рассмотрен Делейни и др. [156], которые обнаружили корреляцию между их составом и структурами. К первичным слюдам относятся те, которые находятся в структурном равновесии с окружающими силикатными фазами; они могут наблюдаться в виде отдельных изолированных листочков или в виде агрегатов вместе с клиноцироксином. Вторичные слюды входят в состав так называемых келифитовых оболочек вокруг зерен граната (часто вместе с вторичной шпинелью), а также замещают с периферии или вдоль трещин спайности ортопироксен. Химизм этих различных типов слюды показан в табл. 23. Первичные слюды представлены флогопитами, содер-

Таблица 22

Представительные анализы перидотитовых амфиболов

	1	2	3
SiO ₂	45,5	45,1	55,4
TiO ₂	0,01	0,0	0,46
Al ₂ O ₃	11,1	11,1	0,99
Cr ₂ O ₃	1,67	2,20	0,48
FeO _{общ}	3,18	2,69	2,25
MnO	0,06	0,18	Не опр.
MgO	20,0	20,3	22,9
NiO	0,10	0,36	Не опр.
CaO	10,6	10,9	6,74
Na ₂ O	3,79	3,23	3,82
K ₂ O	0,60	1,34	4,63
Сумма	96,5	97,4	97,7

1 — паргасит, сросшийся с хромитом, из гарцбургита трубки Весселтон, ЮАР [57].

2 — хромистая паргаситовая роговая обманка, образующая изолированные зерна и сростки с хромитом в гарцбургите трубки Монастери, ЮАР [141].

3 — среднее из 22 анализов первично-метасоматических рихтеритов из перидотитов трубки Булфонтейн, ЮАР [184].

жащими лишь умеренные количества железа (2,6—2,7 вес. % FeO) и TiO₂; это фторфлогопиты с содержанием F от 0,4 до 0,8 вес. %. Свидетельством того, что эта фаза равновесна в породе, является хорошая корреляция *mg* и TiO₂ между слюдой и сосуществующими ортопироксеном и клинопироксеном. По сравнению с первичными слюдами вторичные содержат больше TiO₂, Cr₂O₃, FeO и Na₂O и меньше K₂O и MgO; кроме того, в первичных слюдах приблизительно в три раза больше хлора. Концентрации рубидия в первичной и во вторичной слюдах примерно одинаковы. Обнаруживаются значительные отклонения от прямой корреляционной линии для *mg* и TiO₂ между вторичными слюдами и сосуществующими ортопироксеном и клинопироксеном. Высокие содержания Cr₂O₃ в слюдах, замещающих гранат, в особенности заметны; очевидно, большие количества Cr₂O₃ здесь наследуются от замещающего хромового пирропа.

Ильменит в перидотитах и пироксенитах — относительно редкий минерал. Он магнезиальный (содержание MgO в нем

Таблица 23

Состав слюд из перидотитов и «маридов»

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,01	41,19	42,21	40,25	41,0—42,7	42,23
TiO ₂	0,18	0,46	0,66	1,79	1,07—1,59	1,26
Al ₂ O ₃	13,49	12,89	12,88	13,49	11,7—13,2	10,21
Cr ₂ O ₃	0,82	0,68	0,84	1,17	0,19—0,81	0,22
FeO	2,60	2,76	3,28	3,84	2,79—4,57	6,40
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03
MgO	26,03	25,67	25,91	24,15	23,9—25,5	23,9
NiO	0,22	0,19	0,21	0,16	0,16—0,24	0,19
CaO	0,01	0,04	0,02	0,03	0,05	—
Na ₂ O	0,31	0,48	0,35	0,51	0,17—0,43	0,14
K ₂ O	10,00	10,06	9,47	9,74	9,27—9,97	10,4
Cl	0,08	0,06	0,02	0,03		
F	0,43	0,76	0,50	0,68		
BaO	0,29	0,19	0,22	0,137		
Rb ₂ O	0,028	0,023	0,029	0,028		
<i>mg</i>	0,947	0,943	0,933	0,917		

1 — первичная слюда без каких-либо особенностей, среднее из 10 анализов [156].

2 — первичная слюда в ассоциации с клинопироксеном, среднее из 6 анализов [156].

3 — вторичная слюда, замещающая ортопироксен в гарцбургитах, среднее из 8 анализов [156].

4 — вторичная слюда, замещающая гранат в лерцолитах, среднее из 21 анализа [156].

5 — первично-метасоматический флогопит из ксенолитов трубки Матсоку, Лесото, диапазоны колебаний для 8 ксенолитов [259].

6 — флогопиты из «маридов», среднее из 8 анализов [144].

такое же, как и в ильменитах из кимберлитов), но при этом характеризуется меньшей степенью окисленности железа, которая, однако, варьирует. Например, два анализа ильменитов из недеформированных гранатовых лерцолитов, приведенные в табл. 24, имеют очень низкое содержание Fe₂O₃; в противоположность им ильмениты из деформированного лерцолита и дунита обладают большим содержанием Fe₂O₃. Все породы, содержащие ильменит, в целом обогащены титаном и содержат гранаты и клинопироксены более титанистые, чем обычно в лерцолитах. Присутствие

Таблица 24

Ильмениты, встречающиеся в перидотитах

	1	2	3	4а	4б	5
SiO ₂	0,01	0,07	0,19	0,03	0,03	0,11—0,30
TiO ₂	56,0	56,63	49,61	44,5	45,2	52,0—56,1
Al ₂ O ₃	0,54	0,47	0,69	0,04	0,08	0,13—1,01
Cr ₂ O ₃	5,45	1,40	2,17	1,8	2,0	1,70—3,96
Fe ₂ O ₃	—	2,93*	8,97*	8,1*	7,8*	—
FeO	21,8	26,65	25,70	34,9	33,2	22,9—32,1
MnO	0,25	0,23	0,18	0,27	0,27	0,25—0,48
MgO	15,6	13,52	10,49	7,3	9,0	11,9—17,2
NiO	Не опр.	Не опр.	0,24	0,06	0,06	0,05—0,19
Сумма	100,3	101,9	98,2	97,8	97,5	

* Рассчитано, исходя из стехиометрических соотношений.

1 — алмазопносный гранатовый лерцолит из трубки Удачная, СССР [474].

2 — гранатовый лерцолит из трубки Матсоку, Лесото [70].

3 — деформированный гранатовый лерцолит из трубки Матсоку, Лесото [70].

4 — порфирокластический железистый дунит из трубки Булфонтейн, ЮАР:

а — ядро, б — оболочка на контакте с оливином [535].

5 — вариации состава в первично-метасоматической жиле из трубки Матсоку, Лесото [259].

ильменита, вероятно, является следствием избыточного содержания титана в породе по сравнению с тем количеством, которое может быть «усвоено» решетками граната и пироксена [3]. Кроме того, эти малоокисленные ильмениты перидотитов отличаются от ильменитов из основной массы кимберлитов очень низким содержанием Al₂O₃ (табл. 11). Ильменит является также обычной фазой обогащенных железом дунитов с мозаичной или порфиробластической структурой.

Шпинель. Химизм шпинелей из перидотитов был рассмотрен Смитом и Доусоном [535]. Представительные анализы приведены в табл. 25. Для дискретных зерен, встречаемых в перидотитовых породах, свойственны постоянные отношения Mg/Fe; наибольшие вариации обнаруживаются в соотношении Cr₂O₃ и Al₂O₃. Особенно высокие отношения Cr/Al характерны для шпинелей лерцолитов, а самые низкие — гарцбургитов; шпинели из гранатовых гарцбургитов и гранатовых лерцолитов обладают промежуточными величинами отношений Cr/Al. Содержание Cr₂O₃ в шпинели из хромитового лерцолита (табл. 25, анализ 1) такое же, как в шпинелях, включенных в алмаз. Шпинели из симплектитовых каемок вокруг

Таблица 25

Представительные анализы шпинелей из перидотитов

	1	2	3	4	5a	5б	6	7
SiO ₂	0,10	0,00	0,01	0,05	0,12	0,16	0,09	0,24
TiO ₂	0,27	0,17	0,50	0,08	0,04	0,03	0,00	0,57
Al ₂ O ₃	2,55	4,08	4,74	12,94	16,6	16,3	31,7	49,0
Cr ₂ O ₃	68,7	65,3	61,7	54,83	48,2	49,8	38,3	15,0
Fe ₂ O ₃	3,7	—	—	5,38	6,1	6,3	0,8	5,9
FeO	16,7	18,2*	19,4*	12,62	13,0	13,4	13,4	7,6
MnO	0,30	0,23	—	0,28	0,31	0,29	0,22	0,20
MgO	12,5	11,8	11,4	13,92	13,5	13,5	15,3	20,7
NiO	0,12	—	—	—	0,12	0,13	0,06	0,13
Сумма	101,2	99,8	98,0	100,1	97,8	100,0	99,9	99,1

* Все железо в виде FeO.

1 — хромитовый лерцолит из трубки Де-Бирс, ЮАР [535].

2 — алмазоносный гранатовый дунит из трубки Айхал (или Удачная?), СССР [474].

3 — алмазоносный гранатовый гарцбургит из трубки Айхал (или Удачная?), СССР [474].

4 — гранат-шпинелевый лерцолит из трубки Таба-Путсоа, Лесото [447].

5 — отдельное зерно (a) и сросток с паргаситом типа «отпечатков пальцев» (б) в паргаситовом гарцбургите из трубки Монастери, ЮАР [535].

6 — гарцбургит из трубки Ньюленде, ЮАР [535].

7 — реакционная каемка в гранат-шпинелевом лерцолите из спутной трубки Летсенг, Лесото [535].

граната отличаются от прочих шпинелей сравнительно высоким отношением Mg/Fe в сочетании с относительно высоким содержанием Al₂O₃ (табл. 25, анализ 7). В целом наблюдается отличное соответствие отношения Cr/(Cr + Al) в шпинелях и сосуществующих пироксенах, показывающее, что составы шпинелей являются отражением общего состава породы.

Рутил. Химизм рутилов в перидотитовых породах был рассмотрен Смитом и Доусоном [535]. Рутилы из лерцолитов содержат значительные количества Cr₂O₃ — от 1,6 до 7 вес. %; другой важной примесью является Fe₂O₃, содержание которой колеблется от 0,17 до 2,6 %. В рутиле из хромит-рутилового лерцолита трубки Булфонтейн наблюдается зональное распределение Fe₂O₃; в ядре он содержит 0,7 %, а в оболочке — 2,6 %; оболочка содержит очень мало MgO (8,9 %). Рутил из гранатового пироксенита трубки Матсоку содержит 0,25 % Cr₂O₃ в качестве единственной существенной примеси.

6. Химия изотопов. Углерод. $\delta^{13}\text{C}$ графита из гранатового «перидотита» трубки Мир составляет $-5,9\text{‰}$ PDB, а $\delta^{13}\text{C}$ графита из «ультраосновного включения» в кимберлитовой дайке Алданская $-7,8\text{‰}$ [333]. Эти значения находятся в рамках интервала $\delta^{13}\text{C}$ от $-5,4$ до $-8,8\text{‰}$, характерного для большинства алмазов, и, вероятно, указывают на обычный источник углерода.

Кислород. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для гранатов и пироксенов из пяти гранатовых лерцолитов и двух «перидотитов» трубок Робертс-Виктор и Булфонтейн варьируют от 5,1 до 5,8 ‰ [211]; наблюдается хорошее соответствие этих величин для пар гранат—пироксен.

Стронций. Данные об изотопном составе стронция некоторых пород и минералов из перидотит-пироксенитовой серии представлены в табл. 26. Олсopp и др. [12] показали, что из трех строн-

Таблица 26

Сводные данные об изотопном составе стронция пород и минеральных фаз «перидотитовых» ксенолитов

Материал	Местоположение *	Пределы колебаний Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Источник данных
«Перидотит»	Б, В, Д, ДБ, РВ, Т	0,035—0,2355	0,7049—0,7073	[562, 373, 426, 33]
Диопсид	Б, В, Д, ДБ, РВ, Т	0,0007—0,0089	0,703—0,708	[12, 33, 529]
Гранат	Д, РВ, Т	0,0198—0,114	0,710—0,712	[12]
Слюда	Д, РВ	1,177—3,577	0,712—0,718	[12]

* Б — трубка Булфонтейн, В — трубка Весселтон, Д — трубка Дютойтспан, ДБ — трубка Де-Бирс, РВ — трубка Робертс-Виктор, ЮАР; Т — трубка Вильсона, Танзания.

цийсодержащих фаз (диопсид, гранат и вторично-метасоматическая слюда) в диопсиде содержание стронция наиболее низкое, а в слюде — наиболее высокое. Слюда является вторичной фазой, и при высоком содержании в ней стронция (а также К и Rb) увеличивается содержание этого элемента в породе в целом по сравнению с неизменным материалом. Гранаты, судя по относительно высокому отношению в них $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, «загрязнены» некоторым количеством слюды, но диопсиды обладают отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,705—0,707), свойственным неизменным породам. Такие же величины отношения (0,7060—0,7075) были установлены для диопсидов из различных «перидотитов» трубок Де-Бирс, Булфонтейн и Дютойтспан Барреттом [33], который описал первичные слюды с таким же отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Однако Симидзу

[529] сообщил, что диопсиды из деформированных лерцолитов характеризуются меньшей величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем диопсиды из зернистых пород (около 0,703 и 0,705 соответственно); но при этом сами лерцолиты в трубке Таба-Путсоа — как зернистые, так и деформированные — обладают одинаковыми соотношениями изотопов стронция, и Крамерс [326] предположил, что каждая трубка характеризует различные участки гетерогенного мантийного материала. За исключением пород из трубки Таба-Путсоа, большинство перидотитов характеризуется существенно более высокими соотношениями изотопов стронция по сравнению с установленными для клинопироксенов из эклогитов (0,701—0,703; см. химию изотопов в разд. 7.5.1.2), указывающими на значительные различия между ксенолитами пород перидотит-пироксенитовой серии и эклогитов, а также свидетельствующими о происхождении перидотитов из области мантии, которая относительно обогащена рубидием и радиогенным стронцием.

Свинец. Отношения изотопов свинца для гранатового эклогита из трубки Робертс-Виктор были определены Ментоном и Тацумото [373]: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,862$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,76$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,26$. По сравнению с эклогитами (табл. 32) гранатовый лерцолит относительно обогащен ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . Соотношения изотопов свинца в диопсидах из образца лерцолита трубки Булфонтейн широко варьируют и не обнаруживают связи со структурой: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,86 \div 19,66$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,41 \div 15,69$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,38 \div 39,22$. В отличие от этого диопсиды из полосчатого лерцолита трубки Матсоку, рассматриваемого в качестве кумулята, имеют весьма постоянные значения этих отношений: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,94 \div 20,02$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,74 \div 15,75$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,30 \div 39,40$ [326].

Сера. Значения $\delta^{34}\text{S}$ для лерцолитов и гранатовых пироксенитов из трубки Обнаженная, Якутия, варьируют от $-0,5$ до $+2,1$ ‰; в отличие от этого перидотитам с вторичными амфиболом и серпентином свойственны $\delta^{34}\text{S}$ от $+4,1$ до $+23,8$ ‰ в зависимости от степени измененности [230]. $\delta^{34}\text{S}$ для неизменных пород соответствуют значениям для метеоритов и неизменных эклогитовых ксенолитов в кимберлитах.

Наконец, Аллгер и др. [7] выявили равновесные соотношения изотопов Sr, Nd и Pb в крупнозернистых лерцолитах из докембрийской трубки Премьер и меловых южноафриканских кимберлитах, однако деформированные гранатовые лерцолиты характеризуются изотопной неравновесностью.

7. Условия образования. Границы температуры и давления, имевшие место при образовании пород перидотит-пироксенитовой серии, можно определить, исходя из полей устойчивости отдельных минералов и минеральных ассоциаций; эти поля установлены по современным экспериментальным данным. Большинство методов базируется либо на распределении элементов между сосуществу-

ющими фазами, либо на растворимости различных компонентов одной фазы в другой в ассоциации клинопироксен + ортопироксен + гранат. Наиболее часто используются методы, основанные на растворимости ортопироксена в клинопироксене, сосуществующем с ортопироксеном (для термометрии), и на растворимости Al_2O_3 в ортопироксене, сосуществующем с гранатом (для барометрии) [59]. Экспериментальные данные были получены при исследовании относительно простых систем, и следует обратить внимание на то, что экстраполяция этих данных на реально наблюдаемые в природе минеральные ассоциации сталкивается со многими трудностями; некоторые исследователи пытались повысить точность путем термодинамических расчетов для учета небольших количеств элементов-примесей, присутствующих в природных ассоциациях, но отсутствующих в синтетических системах [291, 257]. При этом принималось, что как экспериментальные, так и природные парагенезисы находятся в равновесии; допущение о равновесии экспериментальных систем было подвергнуто ревизии в работе Хауэллса и О'Хары [280], имеются также определенные сомнения, касающиеся равновесия природных парагенезисов, обладающих деформационными структурами. Тем не менее некоторые параметры, полученные с использованием отношения $Ca/(Ca + Mg)$ в клинопироксенах и содержания Al_2O_3 в ортопироксенах, весьма полезны для расчета *относительных* условий равновесия различных нодулей.

С помощью этих параметров можно установить температуры и давления (глубины) образования парагенезисов с гранатом и пироксенами. Для гранатовых лерцолитов было доказано образование в довольно широком диапазоне *PT*-условий (если принять, что температуры являются реальными показателями геотермического градиента, важно иметь в виду, что давление строго связано с температурой). Гранатовые лерцолиты, если говорить о группе в целом, образовались в интервале температур от 900°C до почти 1400°C (рис. 77) и, *по-видимому*, на глубине от 120 до 210 км. Следует подчеркнуть, что серии включений из различных кимберлитовых трубок характеризуются различными *PT*-условиями равновесия. Например, включения из трубки Таба-Путсоа, Лесото, пришли к равновесию в широком интервале температур и давлений, тогда как лерцолиты из трубки Булфонтейн, хотя им свойственно большее разнообразие деформационных структур, характеризуются очень узким *PT*-диапазоном равновесий (рис. 59). В опытах со смесями природных минералов при высоких давлениях (30—40 кбар при 950—1500°C) Мори и Грин [436] получали минеральные составы, аналогичные составам природных гранатовых лерцолитов; однако *PT*-условия равновесия этих экспериментальных систем значительно отличаются от расчетных данных, полученных по пироксеновой термометрии и барометрии. Некоторые редкие гранатовые лерцолиты содержат алмаз или графит [71,

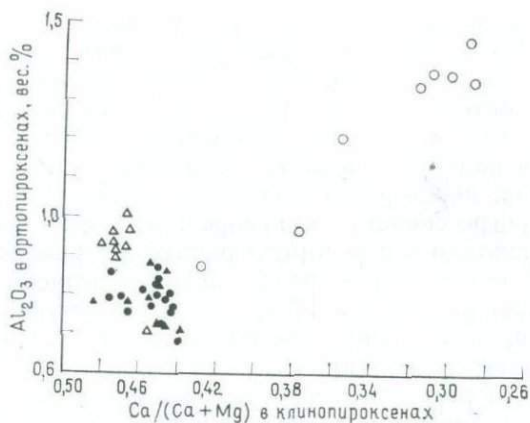


Рис. 59. Соотношение содержания Al_2O_3 в ортопироксенах (глубина) с $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ в клинопироксенах (температура) из перидотитов трубок Булфонтейн (черные значки) и Таба-Путсоа (светлые значки). Следует обратить внимание на небольшой разброс точек для образцов из трубки Булфонтейн по сравнению с точками для образцов из трубки Таба-Путсоа. Треугольники — крупнозернистые ксенолиты, кружки — деформированные ксенолиты.

142, 384], показывая тем самым, что кимберлиты захватывали гранатовые лерцолиты на уровнях, соответствующих обеим сторонам кривой равновесия графит—алмаз.

Далее необходимо отметить следующие моменты: а) в целом не наблюдается связи между давлением и температурой образования конкретных ксенолитов и их структурами [148] и б) для серий ксенолитов из некоторых кимберлитовых трубок (например, Таба-Путсоа, Удачная), которые явно пришли к равновесию в широком PT -интервале, установлено, что кривые, соединяющие на PT -диаграмме точки равновесия отдельных ксенолитов («древние» геотермы), имеют изгиб. Тектоническое значение этого явления будет рассмотрено ниже (гл. 9).

Серия пород гранатовый лерцолит—гранатовый гарцбургит—гарцбургит—дунит связана постепенными переходами: гранатовые лерцолиты наиболее обогащенные (неистощенные), а дуниты — наиболее истощенные породы в том смысле, что дуниты являются остатком после полной экстракции из исходного гранатового лерцолита базальтового расплава [459, 91]. Представляется, что при формировании этой серии пород такие элементы, как кальций, алюминий, натрий и железо, были вынесены из лерцолитов в составе базальтового расплава, а остаток оказался сильно обедненным этими элементами; для остатка характерны высокие отношения Mg/Fe и Cr/Al . Хотя эта модель вполне корректна (и доказана экспериментально), имеются другие альтерна-

тивные объяснения генезиса некоторых из рассматриваемых пород. Например, Доусон и др. [152] исследовали взаимоотношения между гранатовыми лерцолитами и гарцбургитами и показали, что некоторые гранатовые лерцолиты могли образоваться из гарцбургитов в результате выделения небольших количеств граната и диоксида при распаде обогащенных кальцием, натрием и алюминием ортопироксенов; некоторые гранатовые гарцбургиты являются результатом прогрессивного метаморфизма ортопироксен-оливин-хромитовых пород, и в некоторых гранатосодержащих породах гранат замещает шпинель (см. разд. 7.5.1.1). Согласно современным экспериментальным данным [458], такое замещение шпинели гранатом могло произойти либо при возрастании давления при постоянной температуре, либо при падении температуры при постоянном давлении, в результате чего первоначально шпинельсодержащая порода оказалась в поле стабильности граната.

Полагают, что обогащенные железом гранатовые вебстериты и гранатовые пироксениты образовались при частичном плавлении гранатового лерцолита из расплава, относительно обогащенного железом; этот расплав не мигрировал далеко от места своего зарождения, а консолидировался в приблизительно таких же *PT*-условиях; в дальнейшем от таких пород были отторгнуты ксеолиты [241].

Очень редкие шпинелевые лерцолиты предположительно образовались при более низком давлении и (или) более высокой температуре, чем гранатовые лерцолиты; это предположение также соответствует современным экспериментальным данным.

Об образовании обогащенных железом дунитов известно очень немного, но, имея в виду их порфирикластическую структуру, мы вправе предположить, что они *могли* деформироваться во время термических процессов, которые не воздействовали на более магнетитовые лерцолиты и другие перидотитовые породы. Кроме того, анализы оливинов из дунитов трубок Камферсдам и Булфонтейн ([72] и неопубликованные данные Доусона и Смита) показывают, что они содержат небольшие, но заметные количества TiO_2 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 и CaO в отличие от оливинов из пород обычной перидотитовой серии (не содержащих, как правило, ни одного из этих окислов). Это дает основание для предположения об одном из двух альтернативных способов образования железистых дунитов: а) они являются кумулятами, образованными в результате осаждения из расплава оливина и небольшого количества ильменита, и б) первоначально они были обычными перидотитовыми породами, испытывшими в дальнейшем инфильтрационный метасоматоз; аналогичное явление в меньшем масштабе наблюдается в других перидотитах (см. разд. 7.5.1.3.5). Химизм оливина и обычное сосуществование его с ильменитом определенно свидетельствуют, что эти дуниты не являются реститами после значительного плавления исходного гранатового лерцолита.

7.5.1.2. Эклогиты

1. Введение. Эклогиты представляют собой крупнозернистые горные породы, состоящие главным образом из граната и клинопироксена, с ограниченным числом аксессуарных минералов. Нодулы эклогитов в кимберлитах встречаются значительно реже, чем нодулы пород перидотитового ряда, и могут вовсе отсутствовать в некоторых интрузиях; исключение представляют такие диатремы, как Робертс-Виктор, ЮАР, и Загадочная, СССР, где доля эклогитов среди ксенолитов высока.

Термин «эклогит» первоначально был применен Гаюи [268] по отношению к метаморфической породе из Фихтельгебирге, Бавария, состоящей из зеленого омфацита и розового пирропа. На заре алмазодобывающей промышленности в Южной Африке в кимберлитовых интрузиях были найдены пироксен-гранатовые нодулы, и название «эклогит» было перенесено на них. Однако Бек [37], чтобы отличить эти образования от эклогитов метаморфических комплексов, предложил называть их гриквитами; он полагал, что такие двуминеральные агрегаты являются родственными сегрегациями самого вмещающего кимберлита. Термин «гриквит» не получил общего признания, хотя в последующие годы были установлены минералогические критерии, позволяющие отличать эту породу от эклогитов, встречающихся в гнейсовых толщах или сопровождающих метаосадки фации голубых сланцев в альпийских складчатых поясах. Смуликовский [538] и Колман и др. [106] показали, что в кимберлитовых эклогитах гранаты относительно богаче пироповой молекулой, а клинопироксены имеют относительно повышенное отношение диоксид/жадеит. Кроме того, Банно [27] на основании распределения Mg и Fe между сосуществующими гранатами и клинопироксенами показал, что эклогиты из кимберлитов находились в равновесии при относительно более высоких температурах.

Видимо, в результате выявления этих различий термин «гриквит» в последние годы был возрожден. В то время как некоторые авторы [52, 205, 538] используют этот термин как синоним термина «кимберлитовый эклогит», Никсон и Бойд [452, 447] употребляют его в первоначальном значении, понимая под ним определенные двуминеральные агрегаты, состоящие из граната и клинопироксена, кристаллизовавшиеся, по-видимому, из кимберлитовой магмы. Однако в большинстве случаев бывает трудно доказать существование связи между гранат-пироксеновыми породами и вмещающим кимберлитом, так что здесь мы будем пользоваться термином «эклогит» в широком смысле, подразумевая, что он охватывает термины «эклогит», «гриквит» и «гранатовый пироксенит», использовавшиеся до этого в литературе.

2. Петрография. Обычно эклогитовые ксенолиты имеют эллипсоидальную или дискоидальную форму, хотя преимущественная

коррозия вдоль мономинеральных полос может придавать некоторым из них неправильные очертания. В них часто проявлена полосчатость: полосы, обогащенные гранатом, чередуются с полосами, богатыми пироксеном, а в редких случаях полосы двуминерального эклогита чередуются с полосами кианитового или корундового эклогита [547, 131, 381, 606, 342].

Хотя все эклогиты — существенно полнокристаллические, средне- или крупнозернистые гранат-клинопироксеновые образования, среди них все же можно выделить определенные разновидности благодаря а) различиям в структуре, б) различиям в цвете и в пропорциях гранатов и клинопироксенов и в) присутствию особых дополнительных аксессуарных минералов, таких, как кианит, корунд, графит или алмаз (более редко). Структура обычно представляет собой плотную мозаику взаимосцепленных неправильных зерен (рис. 60), но в некоторых эклогитах хорошо образованные зерна граната сидят в матрице пироксена или пироксен заполняет пространства между идиоморфными гранатовыми зернами, что указывает на более раннее образование граната (рис. 61). Вариации структуры были использованы Мак-Грегором и Картером [365] для подразделения эклогитов на две группы. Эклогиты группы I сложены субгедральными или округлыми зернами граната, сидящими в ангедральной или интерстиционной матрице из пироксена (иногда крупные зерна пироксена пойкилитически включают зерна граната), тогда как эклогиты группы II состоят из неправильных ангедральных кристаллов и имеют структуру тесного взаимного проникновения. Мак-Грегор и Картер [365] интерпретируют эти различия с точки зрения процессов равновесия кристалл — расплав, полагая, что эклогиты группы II представляют собой серию застывших мафических расплавов, которые образовывались в ходе продолжительной фракционной кристаллизации посредством гравитационной аккумуляции кристаллов граната и пироксена — эклогитов группы I. Другая точка зрения заключается в том, что эклогиты группы II образовались при субсолидусной перекристаллизации или экссолюции, т. е. при выделении минералов в процессе распада твердого раствора. Лаппин и Доусон [342] описали небольшой ксенолит из трубки Робертс-Виктор, в котором наблюдается переход от эклогита с «кумулятивной структурой» (группа I) в кианитовый эклогит с мозаичной структурой (группа II). Признаки деформаций и катаклаза в кианите и пироксене из кианитосодержащей части этого ксенолита, а также структуры замещения свидетельствуют против образования путем кристаллизации расплава или кумуляционным способом. Более того, некоторые «кумуляционные» гранаты в части образца с «кумуляционной структурой» имеют ядра из деформированного кианита, который замещался гранатом. Это указывает на деформацию в анизотропном поле напряжения, за которой последовала субсолидусная реакция между ранее существовавшими

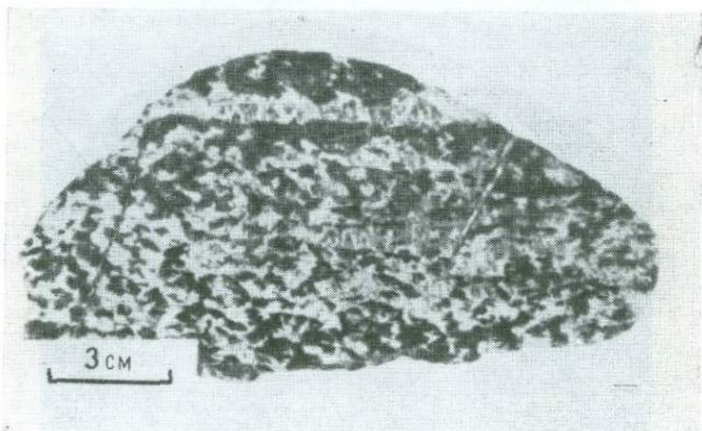


Рис. 60. Эклогит со структурой тесного взаимного проникновения (группа II), трубка Роберте-Виктор.

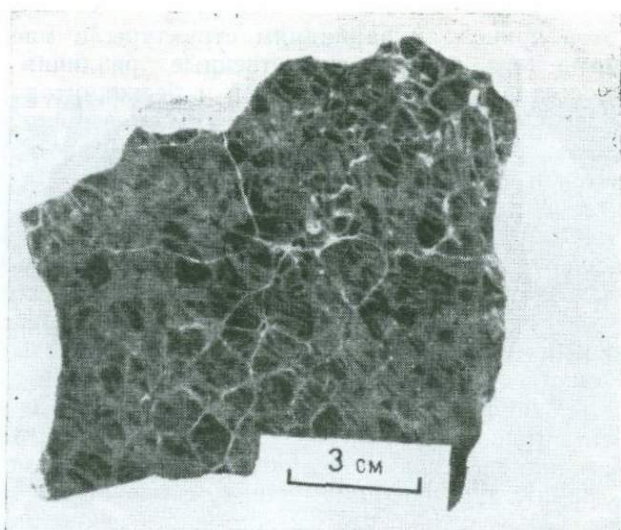


Рис. 61. Эклогит, преимущественно состоящий из равномернозернистого граната и небольшого количества «интерстициального» пироксена (эклогит-группы I), трубка Роберте-Виктор. Структура этой породы отличается от структуры породы, изображенной на рис. 60.



Рис. 62. Микрофотография эклогита, иллюстрирующая простые соотношения между гранатом и клинопироксеном (С) в эклогите из трубки Виссер, Танзания. Примечательно, что границы зерен прямолинейные или искривленные, а углы в точках схождения трех зерен составляют 120° . Длина масштабной линейки 2 мм; при одном никеле.

фазами, что и привело к вариациям структуры в масштабе образца. Помимо того, резкие существенные различия валового химического состава между кианитовой и бескианитовой частями этого ксенолита, хотя, возможно, и отражают первичную магматическую полосчатость, очень хорошо согласуются с процессом метаморфической дифференциации. В других образцах эклогита и гроспидита из трубки Робертс-Виктор гранат, как в форме ламелл, так и в виде зерен, обособился из твердого раствора ранее существовавшего высокоглиноземистого клинопироксена [261, 341]. Во всех этих случаях структура, минеральный состав и полосчатость (?) являются результатом субсолидусных процессов, а не проявлениями первичного равновесия кристаллы—расплав.

В большинстве эклогитов кристаллы граната и пироксена имеют простые формы, а границы между соседними кристаллами не осложнены (рис. 62), хотя известны также ориентированные включения граната в пироксене [608]. В некоторых кианитовых эклогитах гранат, замещающий кианит, образует на последнем короны (рис. 63) (так называемые диабластические прорастания, по Соболеву и др. [547]), а гранат-кианит-корундовые и гранат-корундовые прорастания были описаны в ксенолитах из трубки Загадочная [547]. Многие гранаты и пироксены содержат мельчайшие ориентированные включения иголок высокодвупреломляющего минерала (рис. 64). В большинстве случаев они слишком малы для того, чтобы их можно было идентифицировать, но в одном случае было доказано, что это рутил [228].

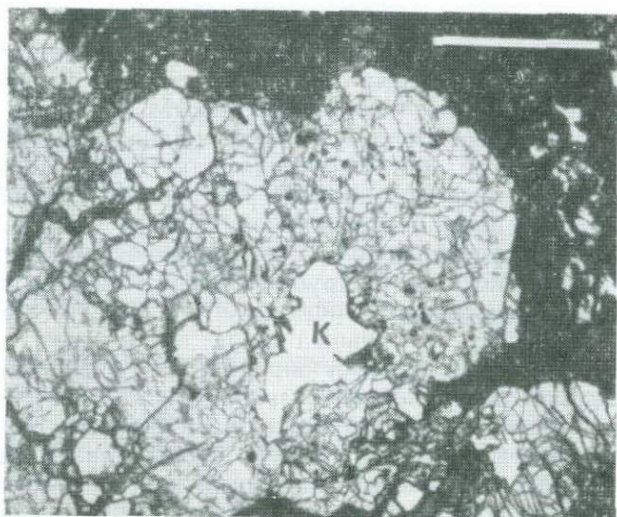


Рис. 63. Замещение кyanита (К) гранатом в кyanитовом эклогите из трубки Роберте-Виктор. Это так называемые «диабластические прорастания» по Соболеву и др. [547]. Длина масштабной линейки 2 мм; при одном николе.

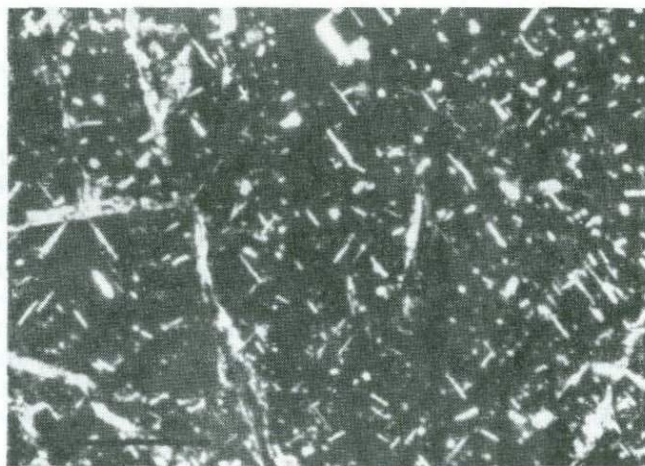


Рис. 64. Ориентированные иголки рутила в изотропном гранате из эклогита трубки Виссер, Танзания. Длина масштабной линейки 0,25 мм; николи скрещены.

Помимо граната и клинопироксена, преобладающих в данной ассоциации, в эклогитах были описаны следующие второстепенные и акцессорные минералы: коэсит, плагиоклаз, санидин, скаполит, ортопироксен, оливин, амфибол, кварц, кианит, силлиманит, корунд, флогопит, рутил, ильменит, сульфиды, графит и алмаз. Некоторые из этих минералов, например скаполит, амфибол и флогопит, могут быть продуктами изменения. Из сульфидов наиболее распространены пирротин и пирит, но Десбороу и Чамански [157] и Фрик [207] в эклогитах из трубки Робертс-Виктор описали полиминеральные сульфидные агрегаты. Эти агрегаты [157] размером до 1 мм состоят по меньшей мере из четырех сульфидов, распределение которых образует определенный рисунок: центральное ядро сложено не имеющим названия сульфидом $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_{11}$, содержащим 1,4—3,2 % Ni, его окружает другой обогащенный никелем сульфид $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_{11}$ с 20 % Ni (он близок виолариту), который встречается также в сульфидном ядре в виде неправильных язычков или ламелл распада вместе с мелкими зернышками никелистого пирита. Краевая оболочка сульфидной капли сложена халькопиритом. Так как индивидуальные сульфидные агрегаты, по-видимому, имеют один и тот же состав и находятся внутри кристаллов силиката, предполагается, что они представляют несмешивающуюся сульфидную жидкость, которая затвердела в виде единой фазы, но при охлаждении разделилась. Аналогичные сульфидные агрегаты были описаны в эклогитах диатремы Стокдейл, Канзас; в них узкая халькопиритовая оторочка окружает пирротинное ядро, содержащее пентландит в виде язычков распада [406].

3. Разновидности эклогита. К числу четко выделяющихся разновидностей эклогита относятся те, которые содержат дополнительные первичные минералы в количествах, превышающих акцессорные ($> 1\%$): это плагиоклазсодержащие эклогиты; алмаз- и графитсодержащие разновидности (углеродистые эклогиты); эклогиты, которые содержат кианит и (или) корунд, а также, очень редко, силлиманит (высокоглиноземистые эклогиты), в последнюю группу входит подгруппа гроспидитов; амфиболовые эклогиты; кварцевые эклогиты; ортопироксеновые эклогиты.

Плагиоклазовые эклогиты содержат переменные количества полевого шпата и по мере роста его содержания переходят в породы, которые можно называть «гранулитами». Последние описаны в трубках Зарница, Удачная, Осенняя и Невидимка, СССР [47], а также в ряде кимберлитов Южной Африки [497].

Алмазоносные эклогиты известны по меньшей мере в девяти интрузиях Южной Африки, причем большинство из них находится в окрестностях Баркли-Уэст [238, 496, 494], а также в трубке АК/1 на месторождении Орапа, Ботсвана [526]. В СССР к настоящему времени алмазоносные эклогиты описаны в трубках Мир [543] и Удачная [478]. В большинстве случаев алмазы пред-

ставлены высокотемпературными октаэдрами, хотя в некоторых случаях они образуют ромбододекаэдры, указывающие на частичную резорбцию до кристаллизации ассоциирующихся с ними граната и пироксена [507]. Графит был встречен вместе с алмазом в диатремах Ньюлендс и Робертс-Виктор, ЮАР, и в трубке Мир, СССР; кроме того, в качестве единственной полиморфной модификации углерода он был описан в эклогитах из трубок Премьер, Ньюлендс, Ягерсфонтейн [595], Кроун [497], Робертс-Виктор и АК/1 [507], причем в эклогитах из трубки Робертс-Виктор, имеющих в коллекции автора, графит не образует псевдоморфоз по алмазу.

Высокоглиноземистые эклогиты содержат кианит и (или) корунд, а также, значительно реже, силлиманит. Оба минерала, кианит и корунд, были найдены в эклогитах из большого числа кимберлитовых интрузий Южной Африки и СССР; нередко они присутствуют совместно. Зеленый хромистый кианит обнаружен в трубке Загадочная, Якутия [547], а сапфир и рубин были описаны в большом числе эклогитовых ксенолитов. В противоположность этому силлиманит очень редок; «силлиманит», описанный Вильямсом [608] в эклогите из трубки Вильсона, Танзания, в действительности оказался кианитом [497], так что единственной подлинной находкой его является кианит-силлиманитовый эклогит из интрузивного тела Беллсбанк, ЮАР [516]. В эклогите из трубки Загадочная, содержащем хромистый кианит, встречены две фазы промежуточного между Al_2O_3 и Cr_2O_3 состава [543], одна из которых содержит 34,9, а другая — 64,4 вес. % Cr_2O_3 . Алмаз присутствует в нескольких ксенолитах кианитовых и корундовых эклогитов из трубок Робертс-Виктор и Верслус, ЮАР [381, 494], а также из трубки Удачная, Якутия [479]. Почти неизменной особенностью кианитовых эклогитов является высокая степень измененности клинопироксена.

Гросспидиты — это особый тип высокоалюминистых эклогитов, названный по минеральной ассоциации *гроссуляр — пироксен — дистен* (дистен — старое европейское название кианита). Принципиальное различие между гросспидитом и кианитовым эклогитом заключается в том, что гранат в гросспидите содержит свыше 50 % гроссуляровой молекулы. Эти породы, найденные впервые в якутских трубках Зарница, Загадочная и Долгожданная [47], впоследствии были обнаружены в южноафриканских диатремах Робертс-Виктор, Лавдейл и Бракфонтейн [365, 205, 95, 341], в дайке Боббеян [45], а также в танзанийской трубке Вильямсон [494]. Алмазоносные гросспидиты известны в трубках Удачная и Сытыканская [321, 479], а коэсит и высокий санидин были встречены в трубках Робертс-Виктор [540] и Удачная [477].

Амфиболовые эклогиты обнаружены в кимберлитах Южной Африки и Конго [497], СССР и США [405]. Во многих случаях амфибол сопровождается плагиоклазом (плагиоклазовый эклогит),

причем этот минеральный парагенезис, очевидно, был равновесным при более низком давлении, чем парагенезис бесплагноклазовых эклогитов. Многие из амфиболов несомненно имеют вторичное происхождение, находясь в ассоциации с такими минералами, как хлорит, эпидот и кальцит в жилках и по границам зерен, так что большая часть амфиболов может рассматриваться в качестве продукта изменения породы. Тем не менее в эклогитах из трубок Стокдейл, США [405], и Робертс-Виктор, ЮАР [45], известны амфиболы, находящиеся в равновесии с двумя главными минеральными фазами. Как показали эксперименты Ламберта и Уилли [340], амфибол может быть стабильным в верхах верхней мантии, там, где устойчивы по крайней мере некоторые из кимберлитовых эклогитов.

Кварц как малая минеральная фаза присутствует в нескольких образцах эклогитов из Южной Африки. Смит [539] высказал предположение, что кварцевые агрегаты в эклогитах из трубки Робертс-Виктор представляют собой псевдоморфозы по коэситу. Ортопироксен в заметном количестве (до 13 %) присутствует в редких ксенолитах *ортопироксенсодержащих эклогитов* из следующих трубок Капской провинции, ЮАР: Ньюленде [37], Беллсбанк и Бейерсфонтейн [381] и Митчманскрааль [516]. Ортопироксеновые эклогиты, описанные в трубке Матсоку, Лесото [380], в действительности являются гранатовыми пироксенитами [112].

Эклогиты из кимберлитовых трубок плато Колорадо не похожи ни на какие другие прежде всего тем, что содержащиеся в них гранаты существенно богаче железом, а кроме того, присутствием в них минерала лавсонита [276]. Они похожи на эклогиты типа С, встречаемые в метаморфических толщах фации голубых сланцев [106], и интерпретируются как фрагменты мезозойской океанической коры, которая была пододвинута под Северную Америку.

4. Изменение ксенолитов. Многие эклогитовые ксенолиты подверглись изменениям под действием флюидов, происходящих из богатого водой и калием вмещающего кимберлита. По иронии случая, большинство эклогитов из их главного мирового источника — трубки Робертс-Виктор — принадлежит к числу наиболее интенсивно измененных. Обычно изменение распространяется на глубину до 2 см с поверхности нодулей, а глубже проникает по границам зерен и мелким трещинкам. Гранат замещается флогопитом, амфиболом, шпинелью, хлоритом и плагноклазом, тогда как пироксен превращается в мутный микрокристаллический агрегат, состоящий из эпидота, цоизита, кальцита и минерала, который Берг [38] определил как цеолит со структурой альцима и который, возможно, родствен вайракиту. Мак-Грегор и Картер [365] отмечают, что эклогиты типа I из кимберлита трубки Робертс-Виктор изменены заметно сильнее, чем эклогиты типа II. В некоторых кианитовых эклогитах кианит может быть замещен цоизи-

том, плагиноклазом, муллитом и кварцем. Кроме того, могут присутствовать кальцит, кварц и халцедон.

Описанные выше изменения являются метасоматическими; теперь же следует привести описание более существенных изменений. Высокотемпературные реакции, в том числе ионная диффузия из вмещающего кимберлита, привлекались для объяснения практически мономинеральных гранатовых кайм, окружающих гроспидитовые ядра в ксенолитах из трубки Робертс-Виктор [95]. В некоторых эклогитах из этой трубки, в том числе в образцах из коллекции Чиннера и Корнелла [95], имеются признаки частичного плавления: они пересекаются жилками и струйками стекла базальтового состава, которое содержит мелкие кристаллы шпинели, микролиты плагиноклаза и авгита, а также полости, заполненные анальцимом [566]. Стекло имеет тот же состав, что и омфацитовый пироксен, который, вероятно, плавится в результате спада давления. Первые наблюдения Суицера и Мелсона [566] относились к кианитовым эклогитам, а Уитфилд [606] и другие авторы наблюдали плавление в алмазоносных, графитсодержащих и нормальных эклогитах из той же трубки (рис. 65). Кроме того, автор наблюдал признаки частичного плавления в кианитовых и корундсодержащих эклогитах из дайки Боббеян, ЮАР, и из Чикундо, Ангола: кианит и клинопироксен плавилась с образованием коричневого стекла, из которого кристаллизовался плагиноклаз, а кианит часто замещался веретенообразными зернами вторичного корунда (рис. 66). В подвергшемся частичному плавлению гроспидите из трубки Робертс-Виктор Лаппин [341] наблюдал пятна расплава, образованного за счет пироксена, в которых он идентифицировал нефелин.

5. Химизм. *а. Валовой химический состав.* В табл. 27 приводятся анализы эклогитов, охватывающих весь спектр составов, включая высокоглиноземистые эклогиты и гроспидиты (главным образом из трубки Робертс-Виктор). В нее включены высокомагнетизальная разновидность (обр. 1185) и разновидности, сравнительно богатые железом и содержащие дискретную алюминиевую фазу, которые характеризуются чрезвычайно высоким содержанием Al_2O_3 . Образцы с корундом (например, анализ 14) содержат очень мало кремнезема (40 %) в противоположность косцитсодержащим образцам, в которых кремнезема больше 52 %. Следует заметить, что образцы с заметным содержанием K_2O (например, анализы 7—9), судя по описаниям, содержат вторичный флогопит, и, напротив, те анализы, которые рассчитываются только на гранат и пироксен (например, анализы 1—3), практически не содержат K_2O . В общем если брать за основу содержание в эклогитах кремния, кальция, магния, железа и алюминия, то большинство этих пород можно сопоставить в широком смысле с некоторыми из многочисленных типов базальтов. В работе по экспериментальному превращению базальтов в эклогиты Йодер

Анализы эклогитов, глиноземистых эклогитов и гроспидитов (из трубки Робертс-Виктор, если не указан иной источник)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48,4	48,0	46,8	45,67	47,24	47,73	49,49	46,9	41,7	45,80	43,46	42,42	42,27	40,26	42,00	52,69
TiO ₂	0,15	0,11	0,19	0,42	0,49	0,61	0,52	0,53	0,30	0,40	0,35	0,18	0,46	0,18	сл	0,09
Al ₂ O ₃	10,6	13,2	16,5	17,85	15,05	11,97	8,46	17,7	29,7	23,86	24,11	24,60	22,16	29,43	31,04	21,43
Cr ₂ O ₃	4,42	0,32	0,04	0,07	0,09	0,12	0,24	0,03	0,03	—	0,02	—	0,03	0,04	0,01	0,04
Fe ₂ O ₃	—	—	—	2,88	2,25	3,79	3,20	1,65	1,74	—	1,99	7,39**	1,18	0,23	1,40	—
FeO	4,24*	5,1*	11,9*	8,46	8,21	9,56	5,80	8,09	5,82	7,22	4,82	—	6,63	2,50	2,49	3,76*
MnO	0,20	0,15	0,22	0,17	0,28	0,33	0,24	0,20	0,18	0,07	0,17	0,10	0,25	0,06	0,07	0,08
MgO	19,0	19,1	9,7	11,90	13,39	13,28	16,23	9,20	5,68	8,28	9,05	6,55	6,51	9,48	9,54	5,62
NiO	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	12,3	12,2	11,5	7,35	8,68	8,76	10,60	8,89	9,14	11,34	10,55	13,91	9,75	14,02	7,98	11,77

Na ₂ O	1,17	1,03	2,90	2,01	1,74	2,18	1,67	3,56	2,19	0,33	1,87	2,41	4,31	1,63	1,22	4,08		
K ₂ O	0,02	0,01	0,0	0,39	0,22	0,40	1,12	0,86	0,83	—	0,53	0,04	0,70	0,18	0,30	0,24		
H ₂ O ⁺	—	—	—	2,01	1,38	1,28	1,43	1,46	1,83	1,34	} 2,65	} 2,29	2,12	} 1,55	} 3,77	—		
H ₂ O ⁻	—	—	—	1,07	0,68	0,33	0,64	0,55	0,49	0,12			0,39			0,77	0,39	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,52	0,44			0,11			0,11	0,01	0,05
P ₂ O ₅	—	—	—	0,04	0,06	0,01	0,64	0,14	0,18	0,07	0,11	0,11	0,01	0,05	0,12	0,01		
Сумма	—	—	—	100,29	99,76	100,34	99,68	99,8	100,3	99,27	99,92	100,0	99,56	99,61	99,94	99,56		

* Все железо в виде FeO.

** Все железо в виде Fe₂O₃.

- 1 — высокомагнезиальный богатый хромом эклогит 1185.
 2 — высокомагнезиальный бедный хромом эклогит 1698.
 3 — высокожелезистый эклогит 1191.
 4 — 7 — эклогиты [338].
 8 — эклогитовая полоса и 9 — полоса кианитового эклогита в полосчатом эклогите [342].
 10 — кианитовый эклогит [608].

Эклогиты, рассчитанные по составу фаз на основе 50 % граната и 50 % пироксена. Состав фаз [45].

- 11 — кианитовый эклогит, трубка Загадочная [547].
 12 — кианитовый эклогит, Ритфонтейн, ЮАР [239].
 13 — кианит-корундовый эклогит [606].
 14 — корундовый эклогит, трубка Обнаженная, СССР [544].
 15 — гроспидит, трубка Загадочная, СССР [547].
 16 — коэсит-санидиновый гроспидит (рассчитан по составу фаз) [540].

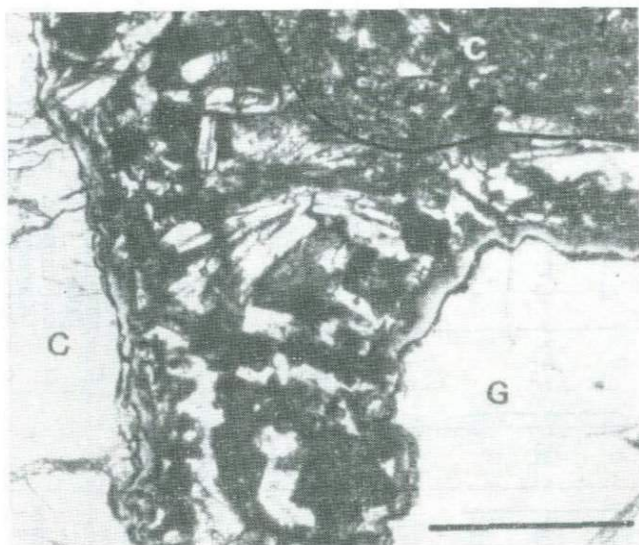


Рис. 65. Жилки стекловатого материала с выделениями плагиоклаза, развивающегося на контакте граната (G) и измененного пироксена (C), в эклогите из трубки Робертс-Виктор. Длина масштабной линейки 0,5 мм; при одном никеле.

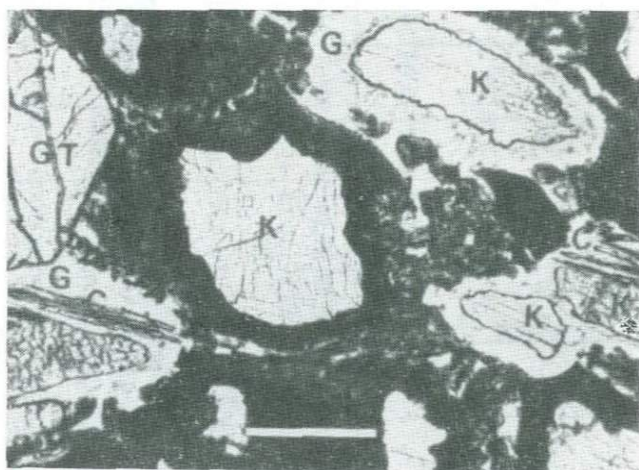


Рис. 66. Гранат (GT), кианит (K) и непрозрачный измененный пироксен в кианитовом эклогите из района Чикундо, Ангола. Стекло (G) развито между пироксеном и кианитом, а вторичный корунд (C) развивается за счет кианита. Длина масштабной линейки 0,5 мм; при одном никеле.

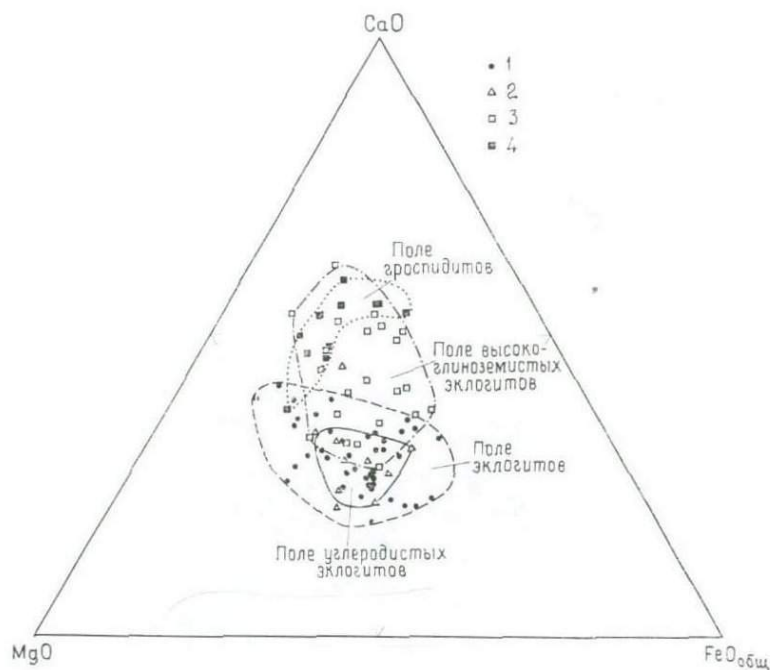


Рис. 67. Валовые составы эклогитов на диаграмме CaO—MgO—FeO_{общ.} Данные заимствованы из работ Бобривича и др. [48], Францесон [200], Герни [239], Холмса [278], Кусиро и Аоки [338], Лаппина и Доусона [342], Мейера и Брукинса [405], Михеенко и др. [414], Никсона и др. [452], О'Хары и др. [459], Соболева и Кузнецова [544], Соболева и др. [546—548], Вагнера [595], Уитфилда [606] и Вильямса [608].

1 — эклогиты; 2 — углеродистые эклогиты; 3 — высокоглиноземистые эклогиты; 4 — гроспидиты.

и Тилли [618] высказали предположение, что «для каждого из главных типов базальтов существует химически эквивалентный эклогит». Эта точка зрения была принята Кусиро и Аоки [338], которые полагают, что эклогиты являются продуктами кристаллизации в верхней мантии расплавов, имевших состав оливнивого базальта или пикритового базальта. Эту точку зрения разделяет Смуликовский [538]. Кроме того, эксперименты Грина [226] и Хитарова и др. [313] предполагают широкую эквивалентность состава высокоглиноземистых базальтов с кианитовым эклогитом и гроспидитом.

Однако есть исследователи, подвергающие сомнению справедливость такой концепции. Энгел [19] привел аргументы против приравнивания эклогитов к базальтам, основываясь на том, что лишь очень немногие эклогиты содержат нормативный нефелин и нормативный оливин одновременно. В действительности же оба

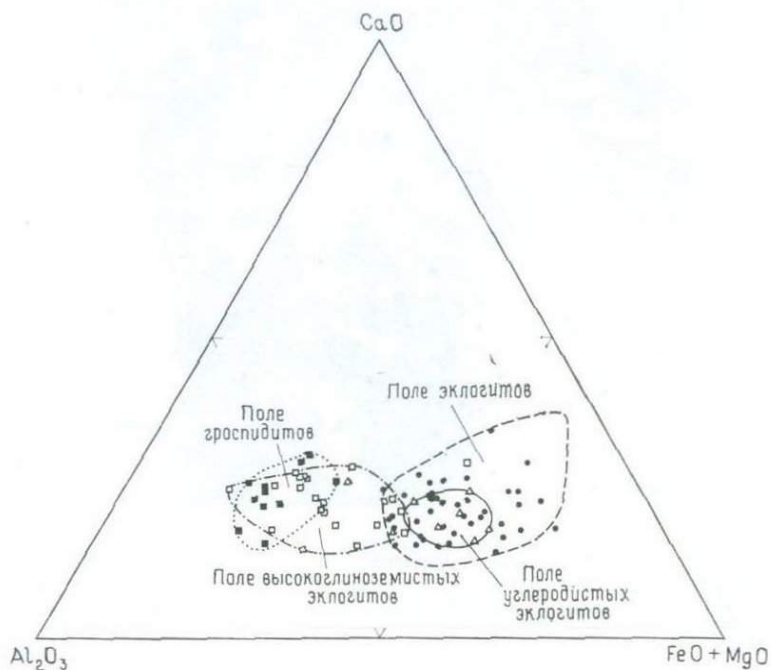


Рис. 68. Валовые составы эклогитов на диаграмме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}})$. Условные обозначения и источники данных те же, что и на рис. 67.

этих минерала содержатся в нормативном составе многих эклогитов, и поэтому возражения Энгела в этом смысле недействительны. Более значимы небольшие, но важные различия валовых составов большинства базальтов и двуминеральных эклогитов, которые были отмечены Форбсом [194]: базальты содержат заметные количества калия, а в гранат-клинопироксеновых ассоциациях его количества ничтожно малы.

На рис. 67—70 нанесены поля эклогитов разных типов, а также базальтоидных пород, анализы которых приведены в табл. 28. Диаграммы, основанные на соотношениях $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}$ и $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO} + \text{MgO})$, указывают на эквивалентность эклогитов с большинством базальтов наиболее распространенных типов в широком смысле. Однако следует отметить и некоторые различия. На диаграмме $\text{CaO}-\text{MgO}-\sum \text{FeO}$ (рис. 69) средние базальты имеют относительно постоянное значение $\text{CaO}/\sum \text{FeO}$ при переменном MgO , а эклогиты в противоположность этому характеризуются более широкими вариациями отношения $\text{CaO}/\sum \text{FeO}$, и к тому же большая часть высокоглиноземистых эклогитов и гроссидитов содержит значительно больше CaO , чем самые высокоглиноземистые базальты. Отсутствие подлинного равенства

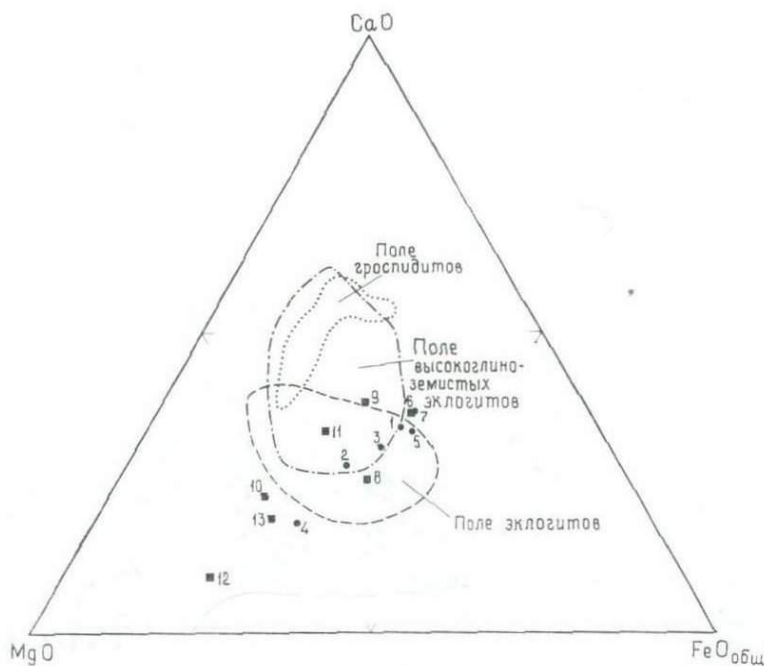


Рис. 69. Диаграмма $\text{CaO—MgO—FeO}_{\text{общ}}$ эклогитов, представленных на рис. 68, и базальтов из табл. 28. Низкокальциевые базальты (базальты 8—13) изображены черными квадратами.

с последними высокоглиноземистых эклогитов и гроспидитов подчеркивается также диаграммой $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3—(\sum \text{FeO} + \text{MgO})$ (рис. 70). Хотя эти диаграммы указывают на эквивалентность в широком смысле некоторых эклогитов и наиболее распространенных базальтов, они не отражают двух главных различий между этими породами, прежде всего практического отсутствия в эклогитах K_2O (что отмечал Форбс [194]) и также титана. Эрланк и Кусиро [183] выявили причину ничтожно малого содержания калия в эклогитах; они показали, что даже при давлении до 32 кбар синтетические клинопироксены принимают в свою кристаллическую решетку менее 150 млн^{-1} калия, а гранаты, синтезированные при тех же условиях, — менее 100 млн^{-1} . По сообщению Бишопа и др. [45], в клинопироксенах из эклогитов содержится 50—1600 (в среднем 370) $\text{млн}^{-1} \text{ K}_2\text{O}$, что опять-таки указывает на обычные для этих пород низкие содержания калия. Необходимо еще раз повторить, что если присутствие какой-либо первичной калийсодержащей фазы не доказано, то наличие калия следует объяснять присутствием вторичного флогопита, амфибола и цеолитов, развивающихся вдоль трещинок и границ зерен или же в субмикроскопических измененных участках. Из этого

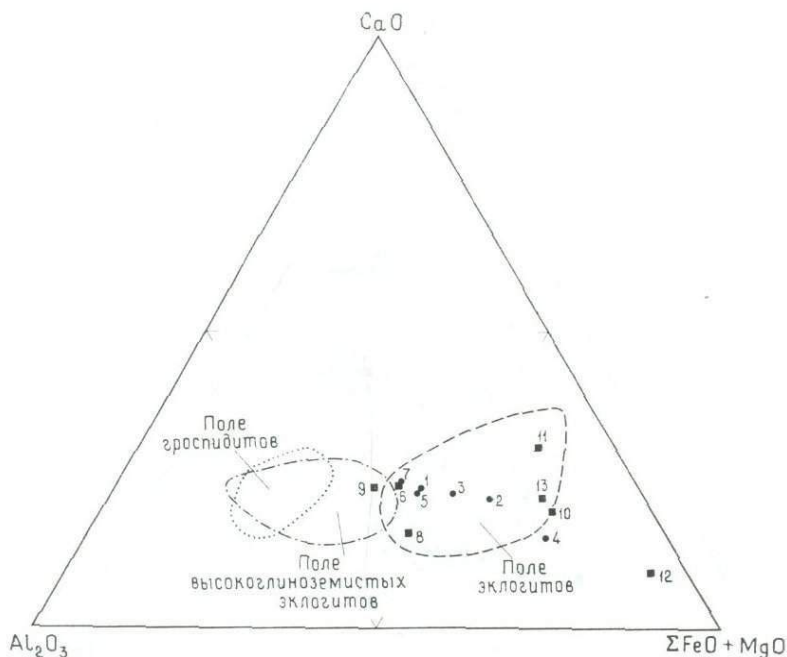


Рис. 70. Диаграмма CaO—Al₂O₃—(FeO_{общ}+MgO) эклогитов, представленных на рис. 67, и средних базальтов из табл. 28.

следует, что хотя некоторые эклогиты, образовавшиеся при сравнительно низких давлениях (альпинотипные и из мигматитовых толщ), в химическом отношении эквивалентны базальтам (благодаря присутствию в равновесной минеральной ассоциации слюд и амфиболов), все же большинство неизмененных эклогитов, встречающихся в виде ксенолитов в кимберлитах, четко отличаются от базальтов.

Справедливости ради заметим, что существуют некоторые редкие типы базальтов, которые содержат очень мало калия (анализы 6 и 8 — 13 в табл. 29), причем часть из них по составу приближается к более ультраосновным породам и обычно рассматривается в качестве продуктов кристаллизации «примитивных» расплавов, не претерпевших дифференциацию до извержения. Тем не менее даже эти низкокалийевые базальты в некоторых аспектах отличаются от большинства эклогитов. Еще более основные коматиты своими низкими содержаниями калия обязаны очень высокой доле модалного оливина, что также находит отражение в низких содержаниях натрия; следовательно, они ничего общего не имеют с эклогитами. На рис. 69 и 70, где низкокалийевые базальты обозначены черными квадратиками, видно, что эти породы обычно характеризуются более высокими отношениями MgO/CaO и

Анализы основных магматических пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	49,36	44,10	44,33	46,41	46,46	49,61	51,8	49,60	48,33	47,37	52,22	45,94	46,0
TiO ₂	2,50	2,74	2,65	1,98	3,01	1,43	1,13	1,53	0,80	0,46	0,56	0,34	0,61
Al ₂ O ₃	13,94	11,20	12,80	8,53	14,64	16,01	14,8	16,58	18,40	6,79	5,42	2,98	10,86
Fe ₂ O ₃	3,03	2,84	3,38	2,47	3,27	—	3,92	3,00	0,93	1,18	0,98	6,23	3,98
FeO	8,53	9,91	9,14	9,82	9,11	11,49*	7,26	7,62	8,13	8,08	8,88	4,80	6,86
MnO	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14	0,18	0,17	0,17	0,15	0,19	0,22	0,18	0,14
MgO	8,44	15,13	11,05	20,81	8,19	7,84	7,1	10,45	9,30	20,39	15,25	33,79	22,15
CaO	10,33	10,69	10,52	7,38	10,33	11,32	10,57	7,18	11,45	8,31	12,83	4,73	7,88
Na ₂ O	2,13	1,66	3,60	1,58	2,92	2,76	2,40	3,56	2,54	0,39	1,21	0,15	1,07
K ₂ O	0,38	0,54	0,99	0,32	0,84	0,22	0,74	0,06	0,12	0,06	0,09	0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,26	0,30	0,43	0,20	0,37	0,14	0,13	0,14	0,05	—	—	—	—

* Все железо в виде FeO.

1 — среднее из 181 анализа гавайских толеитов и оливиновых толеитов [361].

2 — среднее из 7 гавайских анкарарит-пикритовых базальтов [361].

3 — среднее из 10 гавайских нефелиновых базанитов [361].

4 — среднее из 14 гавайских океанических пикритовых базальтов [361].

5 — среднее из 28 гавайских щелочных базальтов [361].

6 — средний базальт ложа океана [86].

7 — средний базальт Карру [111].

8 — среднее из 4 метабазальтов со Срединно-Атлантического хребта, пересчитано на безводный состав [571].

9 — среднее из трех анализов высокоглиноземистых базальтов Уорнер, Калифорния [618].

10 — средний базальтовый коматит (Гелук), Барбертон, ЮАР [587].

11 — средний базальтовый коматит (Бадплаас), Барбертон, ЮАР [587].

12 — средний перидотитовый коматит (Онвервахт), Барбертон, ЮАР [587].

13 — закаленный край пикритовой дайки, остров Скай [164].

Содержание элементов-примесей в эколгитах и минералах эколгитов

Элемент	Местонахождение (трубка)	Концентрация, млн ⁻¹				Литература
		Порода	Клинопироксен	Гранат	Слюда	
Li	Каальваллей		<10	<3		[452]
	Као		<10	<3; 10		[452]
	Обнаженная	3,0	4,5	4,5		[556]
Be	Каальваллей		<3			[452]
	Као		<3			[452]
F	Робертс-Виктор	200				[278]
Sc	Каальваллей		10	75		[452]
	Као		10	40; 120		[452]
V	Робертс-Виктор	260				
	Ягерсфонтейн	210				
	Каальваллей		450	80		[452]
	Као		450	50; 13		[452]
Co	Каальваллей		45	65		[452]
	Као		45	13; 70		[452]
Ni	Каальваллей		1000	140		[452]
	Као		1000	30; 9		[452]
	Робертс-Виктор	220				[278]
	Ягерсфонтейн	310				[278]
Ga	Каальваллей		15	4		[452]
	Као		15	15,8		[452]
Rb	Робертс-Виктор	9,1—82,8 (7)				[275]
	Ягерсфонтейн	3,8				[275]
	Кимберли	3,5—57,0 (2)				[275]
	Булфонтейн	3,0				[275]

Элемент	Местонахождение (трубка)	Концентрация, млн ⁻¹				Литература
		Порода	Клиноширок-сен	Гранат	Слюда	
Rb	Вильсона, Танзания	2,1; 3,8		*		[237]
	Вильсона	6,2				[275]
	Робертс-Виктор	2,9—23,7 (16)				[237]
	Ягерсфонтейн	2,5—3,3 (2)				[237]
	Булфонтейн	2,4	0,88; 0,82	1,84		[227]
	Робертс-Виктор	5,5	1,3; 1,1	1,5		[227]
	Робертс-Виктор	6,0	0,51; 0,68	1,0		[12]
	Робертс-Виктор	19,5	0,81; 0,97	1,0		[12]
	Робертс-Виктор				561,2	[12]
	Робертс-Виктор	2,1—28,0 (5)				[373]
	Робертс-Виктор	2,99				[473]
	Робертс-Виктор		0,56	1,14		[473]
	Обнаженная	2,8	2,4	1,3		[556]
	Обнаженная	5,2	3,4	3,0		[556]
Sr	Каальваллей		150			[452]
	Као		150			[452]
	Робертс-Виктор	159	227	6,4		[12]
	Робертс-Виктор	150	191	13,2		[12]
	Робертс-Виктор				77	[12]
	Робертс-Виктор	180	220; 238	7,5		[227]
	Булфонтейн	36	58; 59	4,2		[227]
	Робертс-Виктор	133—370 (5)				[373]
	Робертс-Виктор	277				[473]
	Робертс-Виктор		249	8,25		[473]
Y	Као			30		[452]
Zr	Каальваллей		25	50		[452]
	Као		25	3,25		[452]
Cs	Робертс-Виктор	0,6—12,8 (16)				[237]
Ba	Каальваллей		<10	<10		[452]
	Као		<10	<10		[452]

Элемент	Местонахождение (трубка)	Концентрация, млн ⁻¹				Литература
		Порода	Клинопироксен	Гранат	Слюда	
Ba	Бултфонтейн	71,8	28,6; 31,6	46,9		[227]
	Робертс-Виктор	136	33,0; 41,7	28,6		[227]
	Робертс-Виктор	1440				[473]
	Робертс-Виктор	327	178	52,6		[473]
	Робертс-Виктор		134	43,7		[473]
	Ягерсфонтейн	302				[473]
Au	Обнаженная	0,08—0,45 (8)				[581]
Pb	Каальваллей		<3	<2		[452]
	Као		<3	10; <2		[452]
	Робертс-Виктор	0,95				[358]
	Робертс-Виктор	0,79—5,50 (5)				[373]
Th	Ягерсфонтейн	0,5				[278]
	Весселтон	2,1				[278]
	Робертс-Виктор	1,3				[278]
	Робертс-Виктор	0,29—1,25 (7)				[274]
	Ягерсфонтейн	0,17				[274]
	Бултфонтейн	0,31				[274]
	Вильсона, Танзания	0,45				[274]
	Робертс-Виктор	10,7; 11,0; 11,8				[358]
	Робертс-Виктор	0,35—1,1 (5)				[373]
U	Ягерсфонтейн	0,66				[278]
	Весселтон	1,47				[278]
	Робертс-Виктор	1,26				[278]
	Робертс-Виктор	0,04—0,80 (8)				[274]
	Робертс-Виктор	0,04; 0,05				[358]
	Робертс-Виктор	0,09—0,26 (5)				[373]
	Обнаженная	0,097	0,062	0,119		[5]
	Загадочная	0,024 **				[5]

* В некоторых случаях указаны пределы изменения концентраций, цифра в скобках — число анализов.

** Гроспидит.

MgO/Al_2O_3 , чем эклогиты. В поле эклогитов попадает только средний коматит из Бадплааса, но при более детальном рассмотрении оказывается, что имеет место лишь незначительное перекрытие составов за счет определенных разновидностей эклогитов с высоким отношением пироксен/гранат [587].

В общем химическими эквивалентами тех или иных базальтовых пород могут быть эклогиты, содержащие в качестве первичной фазы амфибол и (или) флогопит, а также те, которые явно метасоматизированы. Только очень небольшое число образцов эклогитов из кимберлитовых трубок в химическом отношении подобны базальтам широко распространенных типов. Существует несколько возможных объяснений этому, из которых три рассматриваются ниже:

а) эклогиты первоначально могли кристаллизоваться из расплава базальтового состава, но в процессе кристаллизации давление было достаточно большим, что препятствовало вхождению «базальтовых» элементов, таких, как калий и титан, в фазы эклогита (в связи с этим объяснением возникает вопрос, могли ли такие элементы мигрировать и если могли, то в какой форме);

б) базальты и эклогиты возникли из расплавов одинакового состава, но при подъеме большинство базальтовых магм обогатилось калием и титаном, претерпев в некоторой степени фракционирование; в этой связи уместно вспомнить, что «примитивные» лавы содержат минимальные количества калия;

в) эклогиты и базальты могут быть продуктами расплавов, различающихся по химическому составу; эти различия, возможно, отражают небольшие различия минерального состава тех областей мантии, где эти расплавы образуются; представляется возможным, что большинство базальтовых магм возникает в областях мантии, содержащих калиевый амфибол или представленных флогопитсодержащим перидотитом, тогда как низкокалиевые базальты и эклогитовые расплавы образуются в тех областях, где эти фазы отсутствуют.

б. Элементы-примеси. В табл. 29 приводятся содержания элементов-примесей в проанализированных эклогитах (содержания Ti, Sr, Mn, Ni и P включены в табл. 27 вместе с содержаниями главных компонентов). Среди проанализированных образцов большое место занимают образцы из трубки Робертс-Виктор; в связи с этим еще раз следует подчеркнуть метасоматизированную природу некоторых эклогитовых ксенолитов из этой трубки, так что абсолютные содержания элементов-примесей в валовых пробах таких эклогитов и определенные геохимические параметры (например, отношения K/Rb) должны восприниматься критически.

Среди редких элементов в эклогитах наиболее распространены Y, Co, Ni, Sr и Ba, а наименее — Li, Sc, Rb, Cs, Th и U. Попытки свести баланс между валовыми содержаниями Rb, Cs и Ba и кон-

центрациями в главных минералах для ряда образцов из трубки Робертс-Виктор привели к заметному расхождению, причем валовые значения оказываются выше рассчитанных для любой комбинации главных минералов, так что приходится предполагать присутствие вторичных минералов в трещинках и на границах зерен. Между абсолютными содержаниями K и Rb в образцах из трубки Робертс-Виктор существует строгая корреляция, но ее нет между K и Cs. Как полагают, эти катионы с большим радиусом входят либо во вторичный флогопит, либо в мелкие вросстки вторичного амфибола [182], либо в субмикроскопические выделения продуктов изменения клинопироксена [232]. Широкие вариации значений отношения K/Rb в породах из этой трубки (176—349 по Хейеру и Компстону [275], 257—534 по Герни и др. [237], 210—407 по Гриффину и Мурти [227]) также обусловлены разной степенью щелочного метасоматоза. В противоположность этому эклогиты из других мест, например из трубок Ягерсфонтейн, Булфонтейн, ЮАР, из трубки Вильсона, Танзания, из трубки Обнаженная, СССР, характеризуются относительно низкими содержаниями калия и рубидия, а также ограниченными вариациями отношения K/Rb. Например, отношения K/Rb в сосуществующих минералах эклогита из трубки Булфонтейн следующие: в гранате 239, пироксене 255—265 [227], а в минералах эклогита—гранате и пироксене из трубки Обнаженная соответственно 270 и 250 [556]. Более того, отношения K/Rb для этих минералов и для породы в целом не очень различаются, так для эклогита из трубки Обнаженная оно равно 286. По данным Акимова и др. [5], содержание урана в эклогите и породообразующих минералах равно или меньше $0,1 \text{ млн}^{-1}$, что ставит под сомнение оценки содержания урана в верхней мантии, основанные на анализах эклогитов из трубки Робертс-Виктор ($0,04—0,80 \text{ млн}^{-1}$). Подобные же значения [5] получены Ментоном и Тацумото [373], показавшими, что изученные ими эклогиты из трубки Робертс-Виктор загрязнены ураном, торием, свинцом, рубидием и стронцием вмещающего кимберлита. Что же касается свинца, то, как удалось показать, от 38 до 96 % всего количества этого элемента в эклогит поступило из вмещающей породы.

На рис. 71 и 72 нанесены содержания редкоземельных элементов в эклогитах и их главных минеральных фазах (нормализованные относительно среднего хондрита по Хаскину и др. [264]). Можно видеть, что концентрации редкоземельных элементов в минеральных фазах являются комплементарными, т. е. гранат содержит относительно высокие концентрации тяжелых редких земель, а клинопироксен — легких (рис. 72). Графики содержания р. з. э. для некоторых пород, таких, как эклогиты 1, 3 и 4 из трубки Робертс-Виктор, в основном однотипны и их можно объяснить, основываясь на концентрациях элементов в гранате и клинопироксене и полагая, что эти минералы присутствуют в породе в при-

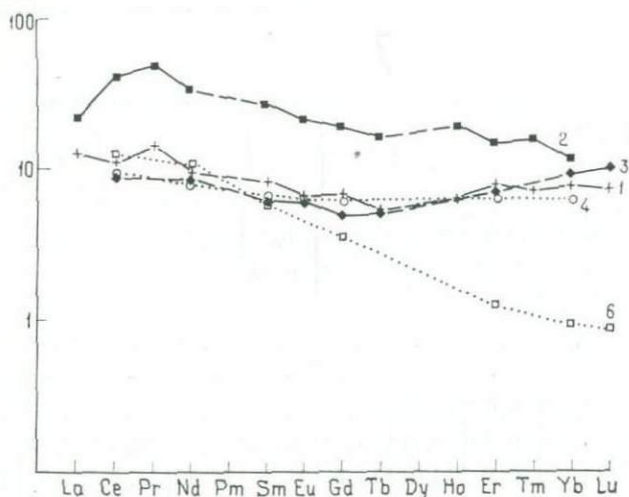


Рис. 71. Нормализованные по стандартному хондриту [263] графики относительной распространенности редкоземельных элементов в эклогитах из трубок: 1 — Робертс-Виктор; 2 — Дютойтспан [263]; 3 — Робертс-Виктор, обр. 151 [473]; 4 — Робертс-Виктор, обр. 155 [473]; 6 — Ягерсфонтейн, обр. 152 [473].

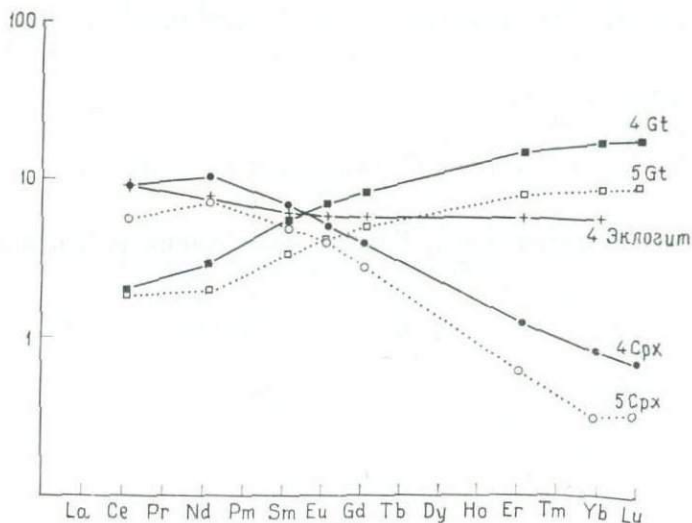


Рис. 72. Распределение редкоземельных элементов в эклогите 4 и в минеральных фазах эклогитов 4 и 5 (обр. 155 и 250 из трубки Робертс-Виктор соответственно [473]). Gt — гранат; Срх — клинопироксен.

Представительные анализы гранатов в эклогитах, кианитовых эклогитах

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,4	40,4	41,6	39,8	41,4	41,7	39,4	40,2	41,7	41,34	40,40
TiO ₂	0,12	0,31	0,21	0,30	0,08	0,34	0,17	0,39	0,12	0,42	0,46
Al ₂ O ₃	23,1	22,5	19,2	22,8	23,1	23,5	22,5	22,7	23,3	22,45	21,47
Cr ₂ O ₃	0,25	0,08	6,4	0,12	0,27	0,49	0,04	0,16	0,42	0,24	0,24
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,09	1,68
FeO	11,7 *	14,8 *	6,6 *	18,6 *	9,6 *	9,41 *	18,2 *	15,3	8,09 *	13,01	16,57
MnO	0,22	0,46	0,32	0,71	0,24	0,20	0,41	0,58	0,25	0,54	0,99
MgO	15,5	14,7	20,8	14,9	14,5	15,7	10,3	14,4	21,2	17,54	14,56
NiO	0,01	0,01	0	0	0	0,02	0	0,02	0,01	—	—
CaO	7,88	5,88	5,4	3,43	10,0	10,7	8,89	5,93	4,02	3,39	3,64
Na ₂ O	0,05	0,14	0,04	0,09	0,04	0,11	0,05	0,14	0,03	—	—
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	—	—
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,04	0,05	0,02	0,08	0,02	0,05	0,02	—	—
Сумма	99,28	99,33	100,61	100,81	99,25	102,26	99,99	99,88	99,17	100,02	100,01

* Все железо в виде FeO.

1—9 — эклогиты [45].

10—14 — эклогиты [338].

15 — эклогиты [342]; 16 и 17 — кианитовые эклогиты [342].

мерно равных количествах. График содержания р.з.э. для эклогита 6 из трубки Ягерсфонтейн имеет отчетливый отрицательный наклон, указывающий либо на преобладание в нем пироксена, либо на присутствие какой-либо загрязняющей фазы, богатой легкими редкоземельными элементами (рис. 71). Что касается эклогитов из трубки Робертс-Виктор, по-видимому, только содержания Се и в меньшей степени Nd в гранате были повышены по причине контаминации, и распределение элементов-примесей лучше всего можно объяснить тем, что омфациит и гранат эклогитов из трубки Робертс-Виктор были в равновесии с расплавом, подобным вмещающему кимберлиту, по крайней мере в отношении р.з.э. [473].

в. Химизм минеральных фаз. В настоящее время накоплено огромное количество данных о химическом составе минеральных фаз эклогитов и их разновидностей. Рассмотреть все эти данные просто невозможно, и настоящий раздел будет проиллюстрирован

Таблица 30

и гроспидитах из кимберлита трубки Робертс-Виктор, ЮАР

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
40,31	40,98	41,04	39,7	40,2	40,7	41,6	40,16	40,23	40,31	40,04
0,57	0,35	0,38	0,22	0,25	0,19	0,3	0,35	0,35	0,17	0,08
21,69	23,01	22,69	23,4	22,1	21,9	24,0	22,70	22,34	21,94	21,58
0,12	0,12	0,07	—	—	—	—	—	0,03	0,14	—
1,22	0,70	0,61	—	—	—	3,3	2,17	2,44	—	0,04
17,66	13,23	12,64	15,2 *	15,9 *	13,8 *	8,48	9,36	11,43	10,25 *	9,11 *
0,58	0,43	0,24	0,35	0,29	0,19	0,1	0,19	0,21	0,29	0,14
14,02	15,50	14,58	11,5	11,1	7,44	12,0	7,17	7,95	7,57	3,51
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,91	5,63	7,77	10,6	11,1	17,3	12,3	18,12	15,95	18,90	—
—	—	—	0,15	0,13	0,13	0,1	0,12	0,16	0,07	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
100,06	99,95	100,02	101,1	101,1	101,6	102,2	100,34	100,39	99,69	100,88

18—20 — ксанитовые эклогиты [543], табл. 25.

21 — гроспидит [540].

22 — гроспидит [341].

анализами эклогитовых фаз из трубки Робертс-Виктор, ЮАР, которые охватывают широкий ряд составов, а примеры из других кимберлитовых интрузий будут только упомянуты для иллюстрации тех или иных особенностей

Гранат из эклогитов характеризуется значительными вариациями содержания кальция, магния и железа (табл. 30). В своем обзоре, посвященном гранатам из ксенолитов, Доусон и Стефенс [146] показали, что эклогиты содержат гранаты шести разных групп, разделяющихся по содержанию TiO_2 , Cr_2O_3 , FeO , MgO и CaO . Кроме того, эти авторы показали, что гранаты эклогитов из индивидуальных интрузий по составу широко варьируют, за исключением эклогитов из интрузий плато Колорадо, описанных О'Харой и Мерси [456], которые содержат только высокожелезистые гранаты. Широкий ряд вариаций состава гранатов иллюстрируется диаграммой $Ca-Mg-Fe$ (рис. 73), на которой главное внимание уделено гранатам из трубки Робертс-Виктор. Некоторые

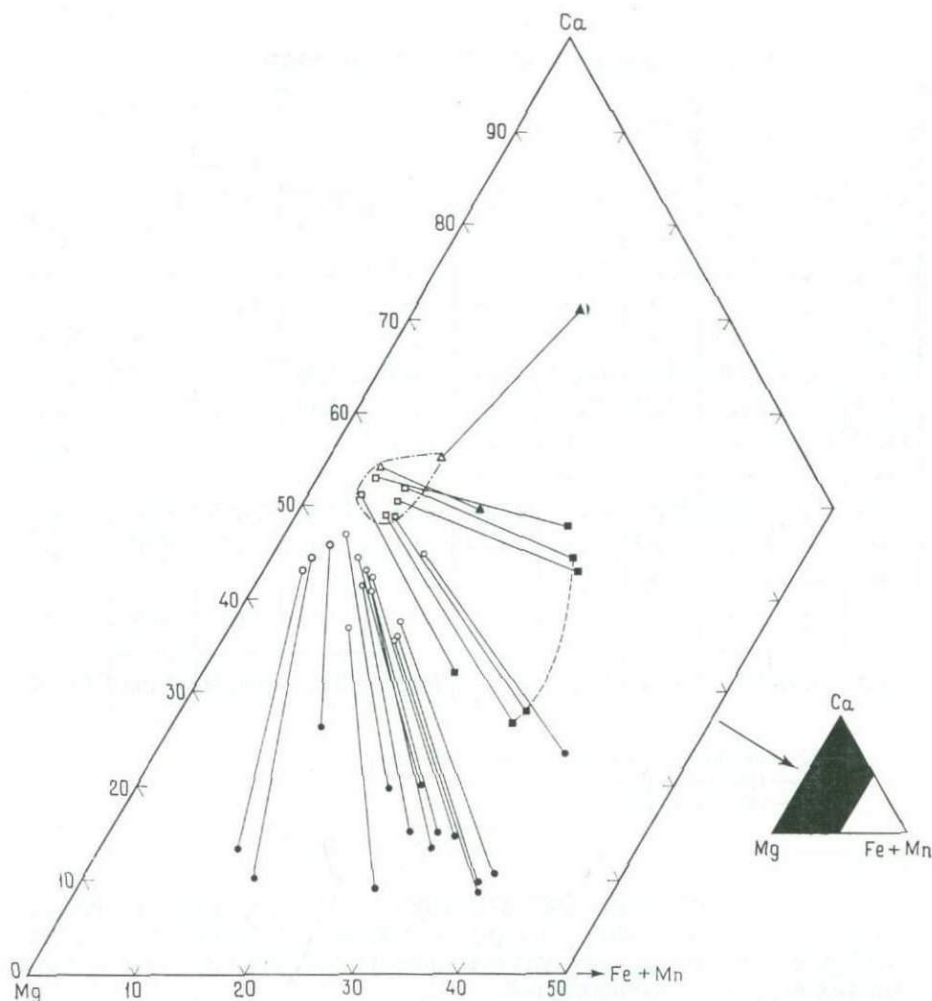


Рис. 73. Диаграмма Ca—Mg—(Fe+Mn) сосуществующих гранатов и клинопироксенов из эклогитов трубки Робертс-Виктор. Светлые кружки — клинопироксены, черные кружки — гранаты, квадратики — квантитсодержащие эклогиты, треугольники — гроспидиты. Данные заимствованы из работ Бишоп и др. [45], Ку-сиро и Аоки [338], Лаппина [341], Лаппина и Доусона [342], Соболева [543], Смита и Хаттона [540].

из этих гранатов высокомагнезиальны, другие железисты, иные содержат больше кальция, но реальной направленности в изменении химизма нет, что отличает их от гранатов перидотит-пироксенитовой группы, в которых содержание железа относительно постоянное, а содержания кальция изменяются в зависимости от

содержания магния. Гранаты из кианитсодержащих эклогитов более кальциевые и менее магниезильные, чем многие другие разновидности (рис. 74), а гранаты гросспидитов по самому определению породы содержат свыше 50 % гроссуляровой молекулы; в гранатах остальных эклогитов, включая кианитсодержащую разновидность, содержание кальциевой молекулы изменяется от 5 до 48 %. Заметим, что некоторые из более магниезильных гранатов по содержанию магния и хрома очень близки к гранатам из лерцолитов. Рейд и др. [494] сообщают, что гранаты алмазоносных эклогитов по своему составу не отличаются от гранатов неалмазоносных разновидностей этих пород. Элементы-примеси в гранатах представлены TiO_2 (210—7800, среднее 2000 млн⁻¹), P_2O_5 (160—940, среднее 530 млн⁻¹) и Na_2O (100—1420, среднее 610 млн⁻¹); K_2O присутствует в количестве меньше 20 млн⁻¹ [45]. Небольшие, но значимые количества Na_2O в гранатах из эклогитов впервые были установлены Соболевым и Лаврентьевым [545], которые предположили, что натрий особенно характерен для гранатов из алмазоносных пород, и приписали повышенные содержания Na_2O действию высокого давления. Однако более позднее исследование Бишоп и др. [45], показало, что такие же содержания натрия имеют гранаты многих неалмазоносных эклогитов и что присутствие в гранатах натрия можно объяснить его участием в изоморфном замещении в паре с фосфором и титаном. Нет никакой необходимости привлекать для объяснения кремний в шестерной координации, как это предполагают Соболев и Лаврентьев [545]. На диаграмме, где атомные количества (Na—P) в гранатах из эклогитов трубки Робертс-Виктор нанесены относительно атомных количеств Ti, все точки ложатся вблизи линии $Ti = 1,5 (Na - P)$, что указывает на общий во всех случаях фактор, контролирующий распределение этих элементов. Более того, данные для алмазоносных эклогитов [494] попадают на ту же самую линию, а поскольку эти эклогиты происходят из разных мест, указанная тенденция не ограничена только образцами из трубки Робертс-Виктор.

Состав граната может широко варьировать и в пределах индивидуального образца. Например, в образце полосчатого эклогита из трубки Робертс-Виктор, состоящего из полос двуминеральной разновидности, переходящей в кианитовую, состав граната в гранат-пироксеновой полосе следующий: гроссуляр 25 %, пироп 42 %, альмандин 33 %, а в кианитсодержащей части образца: гроссуляр 44 %, пироп 28 %, альмандин 28 % [342]. Чиннер и Корнелл [95] опубликовали данные о том, что содержание пироба в гранате из концентрически зонального гросспидита трубки Робертс-Виктор изменяется от 22 до 53 %. В других ксенолитах из той же трубки, в которых гранат выделился при распаде клинопироксенового твердого раствора, вариации состава граната связаны со структурой: зернистый гранат содержит 36 % гроссуляровой молекулы,

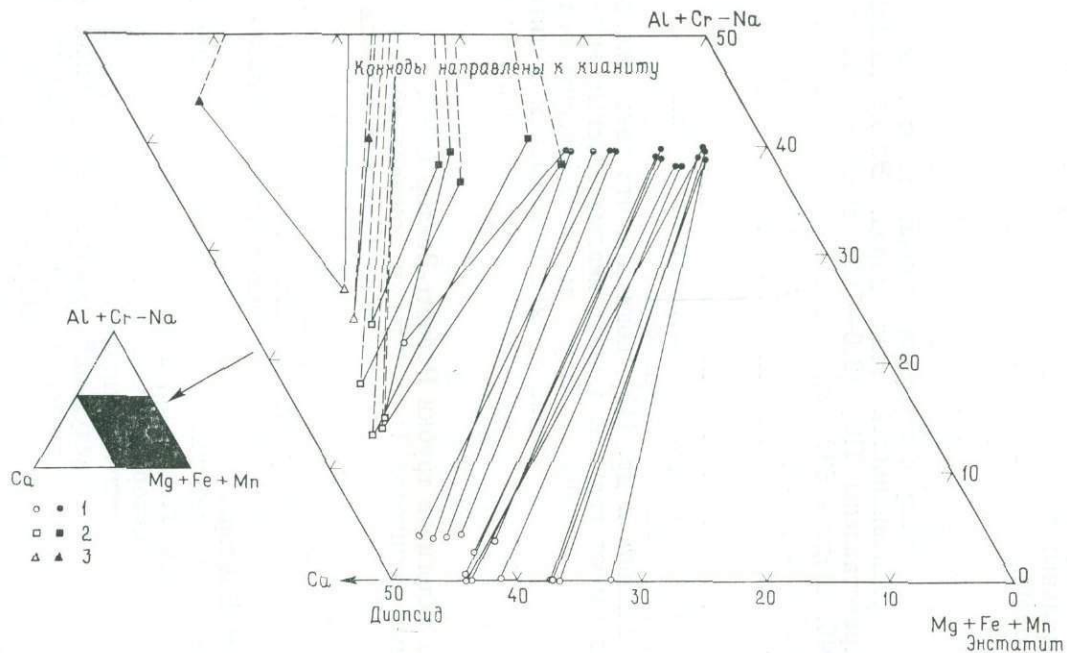


Рис. 74. Диаграмма С—М—А сосуществующих гранатов (черные значки) и клинопироксенов (светлые значки) из эклогитов, кианитовых эклогитов и гроспидитов трубки Робертс-Виктор. Источники данных см. на рис. 73. 1—эклогиты; 2—кианитовые эклогиты; 3—гроспидиты.

в крупных ламеллях ее содержание возрастает и достигает 55 % в тонких ламеллях распада [258]. Обычно в эклогитах гранат однороден, однако в некоторых гранатах из кианитового эклогита отмечалась слабая зональность [342]. Некоторые исключительно редкие кианитовые эклогиты и гроспидиты из трубки Загадочная содержат хромистые (1,5—7,2 % Cr_2O_3) гранаты с высоким содержанием гроссуляровой молекулы (27—62 %) при содержании уваровитовой молекулы до 23 %; цвет их изменяется от фиолетового до зеленого [543]. По составу эти редкие гранаты можно сопоставить с зернами граната, найденными в некоторых кимберлитах Южной Африки [279, 100].

Клинопироксены из эклогитов и гроспидитов Стефенсом и Доусоном [558] подразделяются по химизму на семь обособленных разновидностей. Они варьируют от хромдиопсидов, не отличимых от этих минералов из гранатовых лерцолитов, до жадеитов и жадеитовых диопсидов с высокими содержаниями натрия и алюминия. Составы клинопироксенов из эклогитов трубки Робертс-Виктор, а также кианитовых эклогитов и гроспидитов (табл. 31) вместе с составами сосуществующих гранатов показаны на рис. 73 и 74. На обоих графиках видно, что по сравнению с гранатами клинопироксены характеризуются небольшими вариациями составов, из чего следует, что вариации валового состава пород определяются главным образом вариациями состава граната. Клинопироксены, сосуществующие с наиболее магнезиальными гранатами, содержат заметные количества Cr_2O_3 — особенность, которая не сразу распознается на диаграммах. Главные изменения состава видны по вариациям отношения жадеит/диопсид (рис. 75). В разновидностях, относительно богатых железом, наблюдается отдаление составов от линии жадеит—диопсид. В большинстве случаев содержание чермакитовой молекулы составляет не более 2 %, но в одном исключительном образце из трубки Робертс-Виктор содержится свыше 30 % чермакита [258]. Пироксены в кианитовых эклогитах и в гроспидитах очень близки по составу (табл. 31 и рис. 74); они характеризуются высокими содержаниями кальция, натрия и алюминия и относительно низкими содержаниями железа при низком отношении $(\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Mg}$. Их характерной особенностью является избыток Al^{VI} (иногда 20 %), который можно приписать наличию кианита в виде твердого раствора [341, 547]. В редком кианитовом эклогите из трубки Загадочная встречены хромовые омфацинты, содержащие 0,92—2,89 % Cr_2O_3 [547], которые сосуществуют с хромовыми гроссуляровыми гранатами и хромовым кианитом.

Клинопироксены из алмазоносных эклогитов содержат очень мало Al^{VI} (если вообще его содержат), что резко отличает их от других эклогитов, а почти все железо в них присутствует в виде Fe^{2+} [543]. Содержания элементов-примесей в клинопироксенах из южноафриканских эклогитов, в том числе и из трубки Робертс-

Представительные анализы клинопироксенов в эклогитах, кианитовых

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	55,3	55,3	55,3	55,0	56,4	55,1	54,2	54,7	54,3	53,74	54,29
TiO ₂	0,20	0,36	0,10	0,36	0,09	0,36	0,21	0,38	0,09	0,31	0,34
Al ₂ O ₃	9,26	9,88	2,12	6,96	9,40	8,92	10,5	8,82	3,04	5,06	4,40
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,65	2,92
Cr ₂ O ₃	0,32	0,08	2,45	0,15	0,24	0,89	0,05	0,18	0,22	0,34	0,11
FeO	2,32*	4,02*	1,88*	7,24*	1,6*	2,12*	5,55*	4,36*	2,12*	3,46	5,29
MnO	0,02	0,06	0,08	0,20	0	0,02	0,04	0,07	0,05	0,16	0,28
MgO	11,5	10,7	17,2	12,7	11,9	12,1	9,14	11,0	17,0	15,60	13,66
CaO	16,0	13,7	19,2	13,0	16,7	16,0	14,1	13,8	20,4	15,48	14,20
Na ₂ O	4,95	5,70	2,31	4,66	4,37	5,03	5,76	5,47	2,04	2,62	2,90
K ₂ O	0,06	0,15	0,04	0,11	0,01	0,06	0,01	0,16	0,03	0,17	0,20
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	—	—
Сумма	99,9	99,9	100,7	100,4	100,7	100,7	99,6	99,9	99,3	99,59	96,68

* Все железо в виде FeO.

1—9 — эклогиты [45].

10—14 — эклогиты [338].

15 — эклогит [342]; 16 и 17 — кианитовые эклогиты [342].

Виктор, по данным Бишоп и др. составляют: P₂O₅ 110—520 (в среднем 300 млн⁻¹), K₂O 50—1620 (в среднем 370 млн⁻¹), TiO₂ 330—3800 (в среднем 2000 млн⁻¹).

Амфиболы в эклогитах преимущественно вторичные. Однако некоторые из них находятся в структурном равновесии с главными фазами породы. Анализы двух образцов (табл. 32) показывают, что они варьируют по составу. По сравнению с амфиболами из перидотитов они содержат мало MgO и Cr₂O₃, а по сравнению с кальцевыми рихтеритами из «маридов» они беднее K₂O, но богаче Al₂O₃.

Слюды вторичны. Анализы трех слюд из эклогитов трубки Робертс-Виктор (табл. 32) свидетельствуют о вариациях содержаний TiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO (и, следовательно, *mg*), а также отношения K/Na. В противоположность вторичным слюдам из перидотитов они бедны хромом (ср. табл. 23).

Полевой шпат, представленный санидином (Or₉₈Ab₂), не содержащим определенных количеств CaO (несмотря на высокие содержания CaO в сосуществующих клинопироксене и гранате), встре-

Таблица 31

эклогитах и гроспидитах из кимберлита трубки Робертс-Виктор

12	13	14	15	16	17	18 *	19	20	21	22
54,21	54,72	54,73	56,1	56,5	57,9	52,1	53,3	56,3	56,63	56,51
0,55	0,41	0,41	0,24	0,30	0,12	0,3	0,3	0,29	0,07	0,09
6,76	10,51	14,10	18,1	15,9	17,5	17,5	17,9	17,3	17,04	20,72
3,10	1,69	1,17	—	—	—	—	—	0,04	0,04	—
0,15	0,16	0,10	—	—	—	—	—	—	—	0,03
4,44	2,56	1,74	2,19 *	2,49 *	2,01 *	1,5 *	1,8 *	1,95 *	1,56 *	1,98 *
0,4	0,07	0,04	0,02	0,01	Сл.	—	—	0,04	0	0,01
12,39	11,02	8,84	6,23	6,42	5,40	7,2	6,4	5,30	6,24	3,47
13,68	13,36	11,62	9,90	10,5	9,94	11,9	12,1	9,26	11,57	7,96
4,47	5,05	6,61	7,90	7,76	7,40	6,8	6,4	8,51	7,23	8,90
0,21	0,17	0,24	—	—	—	0,3	0,2	0,05	0,20	0,02
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	—
100,19	99,72	99,60	100,7	99,9	100,3	97,6	98,4	99,04	100,6	99,71

18—20 — кианитовые эклогиты [543].

21 — гроспидит [540].

22 — гроспидит [341].

чается в коэситовых гроспидитах из трубки Робертс-Виктор [540]. Кроме того, выделения калиевого полевого шпата ($K_2O \sim 19\%$, $Na_2O 0,37-0,72\%$, $CaO 0,02-0,12\%$) встречаются в омфаците алмазонасного эклогита из трубки Робертс-Виктор [494].

Кианит большей частью достаточно чистый, содержащий лишь небольшую примесь Fe_2O_3 в виде твердого раствора (меньше 0,5 вес. %) [239, 45]. Исключение составляют кианиты из эклогитовых ксенолитов трубки Загадочная, которые содержат до 16,8 % Cr_2O_3 и обычно находятся в парагенезисе с богатыми хромом гранатами и клинопироксенами [543], причем их состав может существенно меняться в пределах одного зерна.

Ильменит редок. В образце эклогита из трубки Стокдейл, Канзас (табл. 32), он представлен магниальной разновидностью, но по сравнению с большинством кимберлитовых ильменитов содержит мало Al_2O_3 .

Корунд охарактеризован очень небольшим числом анализов. Один образец из дайки Боббеян, ЮАР, оказался очень чистым, содержащим лишь незначительную примесь Fe_2O_3 (0,16 %) [45].

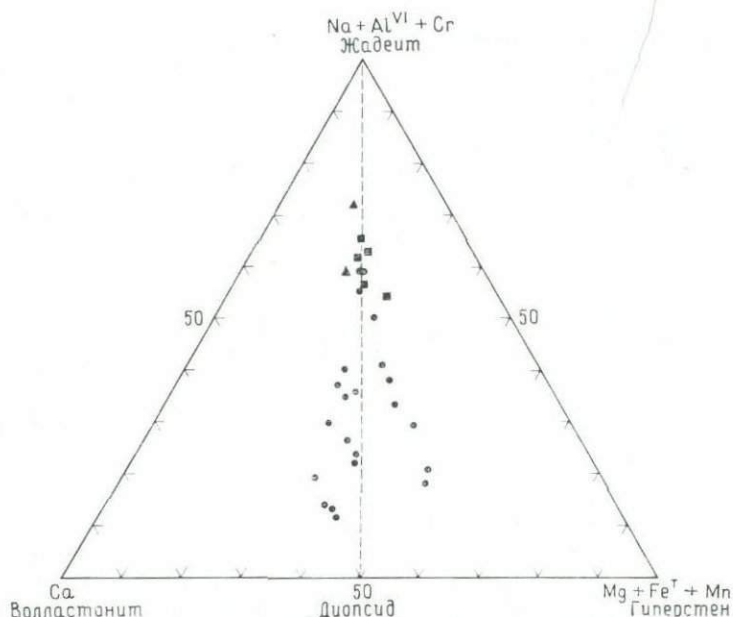


Рис. 75. Диаграмма Ca—(Na+Al^{VI}+Cr)—(Mg+Fe_{общ}+Mn) сосуществующих гранатов и клинопироксенов эклогитов, кианитовых эклогитов и гроспидитов из трубки Робертс-Виктор. Источники данных и условные обозначения см. на рис. 73 и 74.

Рутил. Химический состав рутилов из эклогитов рассмотрен Смитом и Доусоном [535]. В противоположность рутилу из пород перидотит-пироксенитового ряда рутил из эклогитов практически не содержит Cr₂O₃ и главным дополнительным окислом в нем является Fe₂O₃, которого он может содержать до 2,3 %, причем в разных зернах из одного образца эти содержания могут варьировать. Исключением является рутил из кианитового эклогита трубки Загадочная в Якутии, характеризующийся необычно высоким содержанием Cr₂O₃ (9,8 %) [552].

Другие окислы. Соболев [543] в кианитсодержащем эклогите описал две минеральные фазы, промежуточные по составу между конечными членами ряда Al₂O₃—Cr₂O₃: одна содержит 34,0 %, а другая — 64,4 % Cr₂O₃. Эксперименты Хакенгольца и Книттеля [282] показали, что при атмосферном давлении в системе гроссуляр—уваровит твердые растворы Al₂O₃—Cr₂O₃ существуют только при температурах выше 1280°C.

г. Изотопы. Углерод. Алмаз в эклогите из трубки Мир, СССР, имеет δ¹³C = -8,5 ‰ (относительно стандарта PDB), а графит из того же образца -8,7 ‰ [333]. Эти цифры близки к значениям, установленным для бесцветных алмазов, и к значению -7,8 ‰

Таблица 32

Анализы амфиболов, слюд и ильменита из эклогитов

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,7	40,1	42,37	36,9	40,1	—
TiO ₂	3,61	0,19	2,40	2,6	0,93	55,7
Al ₂ O ₃	14,0	18,9	11,06	16,6	14,5	0,17
Cr ₂ O ₃	0,05	0,16	He опр.	0,11	0,40	0,10
Fe ₂ O ₃	—	—	1,61	—	—	—
FeO	10,7*	7,8*	8,00	10,8*	4,41*	34,2*
MnO	0,12	0,18	0,11	0,11	0,03	0,48
MgO	13,8	14,2	20,00	17,6	24,6	10,0
NiO	He опр.	0,02	He опр.	0,01	0,07	—
CaO	10,6	10,7	0,71	0,02	0,0	0,07
Na ₂ O	3,59	3,0	0,72	0,42	0,21	—
K ₂ O	1,09	1,3	9,08	9,99	10,5	—
H ₂ O ⁺	—	—	3,42	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,34	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	He опр.	—	—	—
Сумма	98,3	96,55	99,82	95,16	95,75	100,7

* Все железо в виде FeO.

1 — титанистый амфибол из эклогита 1128, трубка Стокдейл, Канзас, США [406].

2 — амфибол из эклогита, трубка Робертс-Виктор, обр. 1188 [45].

3 — вторичный флогопит из эклогита, трубка Робертс-Виктор [338].

4, 5 — вторичный флогопит из эклогита, трубка Робертс-Виктор [45].

6 — ильменит из эклогита, трубка Стокдейл, Канзас, США [403].

для графита в ультраосновном включении из кимберлитовой дайки на Алдане, но, однако, они ниже, чем для графита из ксенолита пиропового перидотита в трубке Мир ($-5,9\%$). Кропотова и Федоренко [333] интерпретируют эти данные как указание на общий источник углерода для алмазов из эклогитов и кимберлитов.

Кислород. $\delta^{18}\text{O}$ кислорода эклогитов из трубки Робертс-Виктор изменяется в пределах значений от 2 до 8% относительно стандарта SMOW [211]. Эклогиты, которые рассматривались как кристаллические кумуляты (эклогиты типа I), имели значения $\delta^{18}\text{O}$ от 5,4 до $8,0\%$, большей частью попадающие в интервал $5-7\%$, характерный для огромного множества ультраосновных и основ-

ных магматических горных пород по Тейлору [568]. В противоположность этому эклогиты типа II (интерпретируемые как фракционированные расплавы, закристаллизовавшиеся в последнюю очередь) обычно имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале 2,2—4,3 ‰. Вариации зависят от степени фракционирования и от давления. Однако, принимая во внимание большое разнообразие метасоматических изменений эклогитов из данной трубки, для интерпретации было бы желательно привлечь данные по изотопному составу кислорода вмещающего кимберлита. Гарлик и др. [211] приводят также значения $\delta^{18}\text{O}$ для гранатов из двух образцов якутских гросспидитов: 6,0 и 6,3 ‰.

Сера. $\delta^{34}\text{S}$ для валовых проб эклогитов из кимберлитовой трубки Обнаженная и для сульфидных зерен из этих пород изменяется от +0,5 до +1,8 ‰, а в измененных кимберлитах до +16 ‰ [230]. Для эклогитов из трубок Премьер и Робертс-Виктор значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от +0,2 до +2,1 ‰ [578]: если их рассматривать вместе с данными для перидотитов, можно предположить, что значения $\delta^{34}\text{S}$ для верхней мантии близки к нулю.

Стронций. Оллсоп и др. [12] приводят значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для эклогитов из трубки Робертс-Виктор и их минеральных фаз. В то время как свежий омфациит имеет низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,701—0,703), для пород в целом они повышены (0,707—0,709) за счет граната (0,708—0,712). Последний покрыт оболочкой, содержащей флогопит с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,738$. Низкие стронциевые изотопные отношения в омфациите, которые считаются наиболее надежными данными, показывают, что образование эклогитов произошло в докембрийское время, если первичное отношение Rb/Sr в верхней мантии принять равным или превышающим 0,023. Учитывая меловой возраст кимберлитов трубки Робертс-Виктор (105 ± 20 млн. лет) [12], можно заключить, что эклогиты в ней представляют собой случайные ксенолиты, генетически не связанные с образованием кимберлита.

Ментон и Тацумото [373] опубликовали значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ еще для пяти образцов из трубки Робертс-Виктор, варьирующие от 0,7039 до 0,7096, причем эклогит с максимальным стронциевым изотопным отношением содержит вторичную слюду. Так как два наименее измененных эклогита имеют самые низкие отношения (0,7039 и 0,7040) и к тому же содержат остаточный свинец с наименьшим содержанием радиогенного изотопа (см. ниже), это доказывает (при допущении, что по крайней мере часть стронция была привнесена за счет контаминации вмещающим кимберлитом), что неизменные эклогиты имели стронциевое отношение ниже 0,7039. Такой вывод хорошо согласуется с заключениями Оллсоппа [12]. Остальные два образца эклогита характеризуются отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкими к определенным для вмещающего кимберлита (0,7077). Для омфациитов, вручную отобранных из

эклогитов трубки Робертс-Виктор, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяются в пределах 0,70328—0,70702 [327].

Свинец. Данные по изотопии свинца для эклогитов из трубки Робертс-Виктор были опубликованы Ловерингом и Тацумото [358] и Ментоном и Тацумото [373]. Авторы первой работы сравнили изотопные отношения свинца в омфаците из эклогита трубки Робертс-Виктор с отношениями в кимберлите трубки Кимберли, удаленной на 80 км. Так как изотопный состав этих свинцов сильно различается, они сделали вывод, что эклогиты представляют собой различные включения в кимберлите (при этом предполагалось, что свинцы в кимберлитах обеих трубок идентичны и что экстракция свинца была полной). Как показали Ментон и Тацумото [373], первое предположение неправильно, так как кимберлиты трубок Робертс-Виктор и Кимберли различаются по изотопному составу свинца (табл. 33). Ими было также показано, что свинец в пяти образцах эклогитов содержит два компонента — свинец, который выделяется посредством пироэкстракции при 1100—1200 °С, и остаточный свинец. Каждый эклогит имел, по-видимому, свою собственную историю, поскольку в трех образцах экстрагируемый свинец мог быть контаминированным из вмещающего кимберлита, чего нельзя сказать о двух остальных образцах, причем один из этих последних содержит значительно более высокую долю радиогенного ^{206}Pb . Рассчитанные изотопные составы остаточных свинцов сильно варьируют. Очевидно, что необходимо больше данных, в частности подтверждающих первичную природу остаточного свинца. Анализы омфацитов, вручную отобранных из эклогитов трубки Робертс-Виктор, показывают широкие вариации отношений изотопов свинца и стронция. На диаграмме, где отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ рассматриваются в зависимости от отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, данные для трубки Робертс-Виктор образуют линию, которая, если ее интерпретировать как изохрону, дает возраст 2465 ± 200 млн. лет [327].

д. Условия образования. За последние годы были высказаны две главные гипотезы образования эклогитов, рассмотренные в работе Доусона [133]. Первая гипотеза состоит в том, что эклогиты — это случайные ксенолиты, происходящие из верхней мантии и по своему генезису не имеющие ничего общего с кимберлитами, которые транспортируют их к поверхности. Согласно второй гипотезе, эклогиты являются кумулятами фаз, выпадавших из кимберлитового расплава, и поэтому они генетически связаны с кимберлитом, выносящим их на поверхность. Хотя данные по химизму и структуре указывают на то, что эклогиты действительно представляют собой кумуляты [266], более вероятно, что они образовались при остывании значительно более древней основной магмы, поскольку данные по изотопии и абсолютному возрасту свидетельствуют об их докембрийском возрасте и отсутствии родства с вмещающим кимберлитом.

Изотопный состав свинца в кимберлитах и эклогитах

Образец	Место взятия	Содержание Pb, млн ⁻¹	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		Литература
Кимберлит	Кимберли	7,46	19,77	15,83	39,66		[358]
Кимберлит R-17	Робертс-Виктор	37,3	17,305	15,64	38,16		[373]
			17,275	15,62	38,10		
<i>Экстрагируемый свинец</i>						<i>⁰/₁₀ экстрагируемого Pb</i>	
Омфацил из эклогита	Робертс-Виктор	0,95	19,08	15,47	37,41		[358]
Эклогит R-7	Робертс-Виктор	0,79	17,602	15,58	38,05	79	[373]
			17,612	15,62	38,11	79	[373]
Эклогит 14	Робертс-Виктор	0,84	18,878	15,65	38,35	95	[373]
Эклогит 22	Робертс-Виктор	1,86	17,449	15,63	38,22	90	[373]
			17,456	15,63	38,21	96	[373]
			17,423	15,58	38,09	98	[373]
Эклогит 64	Робертс-Виктор	5,50	15,573	15,13	36,01	58	[373]
			15,630	15,14	36,02	62	[373]
			15,622	15,12	36,00	63	[373]
Эклогит 71		3,62	15,688	15,14	36,18	66	[373]
			16,308	14,95	35,40	38	[373]
			16,998	15,07	35,87	52	[373]
<i>Вычисленный остаточный свинец</i>						<i>⁰/₁₀ остаточного Pb</i>	
R-7*			17,88	16,20	40,12	Нет данных	[373]
14*			12,68	14,94	35,70	То же	[373]
64			13,59	14,63	33,98	38	[373]
71			14,42	15,00	34,93	62	[373]
71			14,64	15,00	35,13	48	[373]

* Содержание свинца в этих породах настолько низкое, что ошибка в определении количества экстрагируемого свинца (и, следовательно, в расчете состава остаточного свинца) велика.

Эклогиты и их разновидности распространены в верхней мантии в условиях значительного интервала давлений и температур. Верхняя граница P и T определяется условиями, при которых из пород основного (в широком смысле) состава исчезает плагиоклаз, и зависит от двух широко проявленных реакций: 1) форстерит + анортит \rightarrow гранат и 2) альбит \rightarrow жадеит + кварц. Нижняя граница развития эклогитов легко определяется по началу перехода пироксена в твердый раствор со структурой граната [503]. Обе эти границы исследованы экспериментально как на простых системах, так и на природных базальтовых [503]. При допущении, что эклогиты химически эквивалентны базальтам разных типов (что, однако, не совсем так, см. выше), было показано, как валовой химический состав влияет на переход основных гранулитов в эклогиты.

Например, по Рингвуду и Грину [504], при температуре 1100°C переход фации гранатового гранулита (гранат + пироксен + плагиоклаз) в эклогитовую фацию (гранат + пироксен \pm кварц) осуществляется при 12 кбар для пород, имеющих состав бедного щелочами оливинового толента, при 18—20 кбар — для оливинового базальта и кварцевого толента и примерно при 24 кбар — для высокоглиноземистого базальта. На рис. 76 показана широкая зона перехода, а также и другие реакции, которые помогают разбить обширное поле стабильности эклогита на отдельные более узкие поля. Существует, например, кривая перехода кварц—коэсит, экспериментально определенная Бойдом и Ингландом [65] и проходящая через точки 700°C при 27,3 кбар и 1400°C при 35,2 кбар. Имеется также кривая равновесия алмаз — графит, однако мы вынуждены признать, что эта кривая, как и кривая перехода кварц—коэсит, имеет лишь очень ограниченное применение ввиду того, что лишь ничтожное число образцов содержит эти минеральные виды. Другая экспериментально установленная кривая отвечает реакции анортит \rightarrow гранат + кианит + кварц в системе $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ [51] и используется некоторыми авторами, чтобы отбить нижний по давлению и температуре предел устойчивости кианитовых эклогитов и гроспидитов. Однако О'Хара и Йодер [457] отмечали, что некоторые высокотемпературные глиноземистые клинопироксены, полученные при экспериментах, содержат в виде твердого раствора кианит и что этот «скрытый» кианит может выделиться в качестве субсолидусной фазы при более низкой температуре. Кроме того, во всех экспериментальных системах присутствие граната служит указанием на получение в эксперименте «эклогитовой» минеральной ассоциации. Тем не менее появляется все больше свидетельств того, что некоторые гранаты в породах, которые в настоящее время являются эклогитами, могли появиться вследствие экссолюции из ранее существовавших высокоглиноземистых клинопироксенов [258, 281, 342] или вследствие реакции между кианитом и высокоглиноземистым

клинопироксеном [342]. Реальные давления и температуры равновесия эклогитов оценить трудно. Рахейм и Грин [484] показали, что коэффициент распределения $K_D = (FeO/MgO)_{гр} / (FeO/Mg)_{кп}$ для сосуществующих гранатов и клинопироксенов может быть использован как эклогитовый геотермометр. Их эксперименты были выполнены для широкого ряда базальтовых составов и для серии стекол, у которых $6,2 < 100 \cdot \frac{Mg}{Mg + Fe} < 93,0$. Для значений mg от 6,2 до 85 валовой состав не оказывает заметного воздействия на значения K_D и при заданном давлении K_D умень-

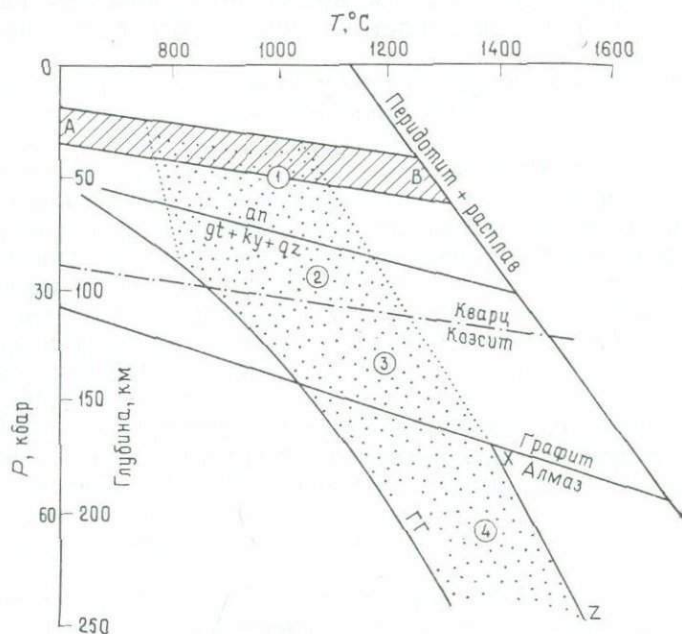


Рис. 76. График температура—давление для возможных условий равновесия эклогитов разных типов.

1 — зона обычных эклогитов; 2 — зона кианитовых эклогитов; 3 — зона коэситовых эклогитов; 4 — зона алмазосносных эклогитов. Затрихованная площадь AB представляет собой зону перехода гранулит → эклогит с учетом валового химического состава. Кривая реакции анорит = гранат + кианит + кварц заимствована у Бэтчера [50], кривая перехода кварц — коэсит — у Бойда и Ингледа [65], кривая равновесия графит — алмаз — у К. Кеннеди и Г. Кеннеди [306]. На график также нанесены кривая геотермического градиента для докембрийских щитов (ГГ) по Кларку и Рингвуду [98] и солидус перидотита по Ито и Кеннеди [292]. Площадь, покрытая крапом, представляет собой экстраполяцию температурных оценок по данным Бишопа [45] и Хаттона и Герни (см. текст). Линия XZ соответствует наивысшим оценочным температурам для алмазосносных эклогитов [494]. В зоне алмазосносного эклогита могут встречаться обычные эклогиты, если в их составе нет углерода.

шается с ростом температуры: например, при 30 кбар K_D меняется от 18 при 600 °С до 1,45 при 1400 °С. Значения K_D для эклогитов из трубки Робертс-Виктор, по данным Бишоп и др. [45], изменяются в пределах 2,19—4,92; это значит, что давлению 30 кбар будут соответствовать температуры от 800 до 1200 °С, а давлению 20 кбар — от 800 до примерно 1100 °С, причем в обоих случаях температурный интервал составляет 300—350 °С. Хаттон и Герни [266] получили температурный интервал около 280 °С для другой серии нодулей из той же трубки Робертс-Виктор.

Что же касается алмазоносных эклогитов, в том числе и из трубки Робертс-Виктор, то очевидно, что они закристаллизовались в поле стабильности алмаза. Рейд и др. [494] показали, что изученные ими алмазоносные эклогиты разделяются на две группы. В одной группе значения K_D варьируют от 2,2 до 2,8, а в другой — от 3,28 до 3,96. Если эклогиты первой группы попадают в поле стабильности алмаза, то для их равновесия требуется давление, превышающее 50 кбар и температура около 1250 °С. Алмазоносные эклогиты другой группы, по-видимому, образовались при давлении выше 45 кбар и температуре свыше 1050 °С. Можно предположить, что алмазоносные эклогиты поступили по крайней мере из двух областей мантии, где были разные температуры.

Однако мы снова должны настоятельно предостеречь от попыток принимать такие температуры в качестве реальных, имея в виду современный прогресс в геотермометрии. Если, например, основываться на содержании кальция в гранатах, как это предлагают Эллис и Грин [177], то температурный интервал для большинства эклогитов из трубки Робертс-Виктор окажется очень ограниченным — от 1017 до 1160 °С (Карсуэлл, личное сообщение); при этом предполагается, что $P = 45$ кбар, все железо находится в форме Fe^{2+} , а неравновесные ассоциации (по Харту и Герни [250], а также по Лаппину [341]) не учитываются. Этот новый более узкий диапазон температур, если, конечно, он корректен, позволяет предполагать, что эклогиты из трубки Робертс-Виктор, включая алмазоносные, происходят из узкой зоны верхней мантии. На рис. 77 показаны пределы температур равновесия для эклогитовых гранат-пироксеновых ассоциаций, определенные с помощью K_D по Рахейму и Грину [484], а также для образцов из трубки Робертс-Виктор, о которых только что шла речь. Для сравнения нанесены диапазоны температур равновесия для перидотитов, включений в алмазах и для мегакристаллов.

Относительная однородность кристаллов в большинстве эклогитов показывает, что равновесие действительно имело место. Однако в некоторых кианитовых эклогитах и гроспидитах [342, 341] наружные части как гранатовых, так и клинопироксеновых зерен зональны. Если рассчитаны значения K_D , то по составу наружных зон можно заключить, что исходный эклогит, ранее находившийся в состоянии равновесия, был затем перемещен

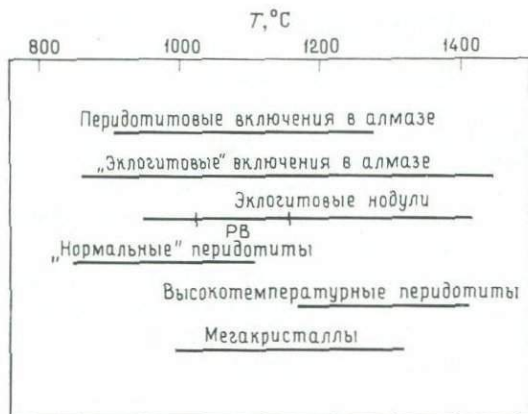


Рис. 77. Диапазоны значений равновесных температур для перидотитовых и эклогитовых ксенолитов, для перидотитовых и эклогитовых включений в алмазе и для мегакристаллов. Использованы данные, цитировавшиеся в тексте. Вертикальными засечками на эклогитовой линии помечен ограниченный диапазон значений для эклогитов трубки Робертс-Виктор (РВ), полученный с учетом содержания кальция в гранатах (см. текст).

в область высоких давлений еще до того, как он попал в кимберлит и был вынесен на поверхность (рис. 78). Эти примеры наряду с указаниями на образование гранатового гарцбургита из первоначального шпинелевого гарцбургита (см. разд. 7.5.1.1.7) являются еще одним свидетельством процессов прогрессивного метаморфизма в верхней мантии.

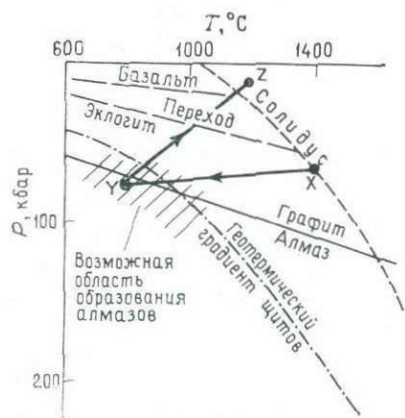


Рис. 78. Возможные пути остывания и подъема кьянитового эклогита из трубки Робертс-Виктор [342, с изменениями]. $X \rightarrow Y$ — путь остывания, $Y \rightarrow Z$ — путь подъема. Солидус кьянитового эклогита заимствован из работы Грина [226], а геотермический градиент щитов — из работы Кларка и Рингвуда [98].

Кьянитовые эклогиты и гроспидиты из трубки Загадочная в Якутии дают хороший пример взаимодействия различных окислов при стабилизации разных фаз. Чиннер и др. [96] при давлении 32,6 кбар экспериментально получили непрерывную серию твердых растворов между пиропом и гроссуляром. Однако в отношении природных пироп-гроссуляровых гранатов долгое время считалось, что в интервале составов между 40 и 60 % гроссуляра существует разрыв, и этот разрыв был экспериментально воспроизведен Бойдом [56] в не содержащей натрий системе гра-

натровых составов, подобных природным, при давлении 30 кбар. Следует, однако, иметь в виду, что природные гранаты содержат небольшие количества железа, а в эклогите они сосуществуют с натровыми пироксенами и что оба этих фактора будут снижать давление. Кианитовые эклогиты и гроспидиты из трубки Загадочная содержат серию пироп-гросуляровых гранатов, которые заполняют упомянутый ранее разрыв (между 40 и 60 % гросуляра) [547]. Более того, существует явная зависимость между содержаниями натрия в пироксене и кальция в гранате: для гранатов с одинаковыми содержаниями железа и содержащих меньше 50 % гросуляровой молекулы содержание кальция в гранате падает с ростом содержания натрия в пироксене, а в настоящих гроспидитах (в которых гранаты содержат свыше 50 % гросуляровой молекулы) содержание кальциевой молекулы в гранате растет с ростом содержания натрия в сосуществующем пироксене. Короче говоря, сравнительно низкие содержания натрия в породе делают возможным стабилизацию гранатов промежуточного состава. Природный разрыв составов в большинстве других гранатовых серий, вероятно, объясняется увеличением химического потенциала натрия, что приводит к диссоциации гранатов промежуточного состава с образованием клинопироксена и кианита. Тем не менее следует подчеркнуть, что гроспидиты развиваются только из пород, которые имеют в своем валовом составе чрезвычайно высокие содержания и кальция, и алюминия.

Выше уже отмечалось, что по крайней мере некоторые из эклогитов интерпретируются как кумуляты основных магматических расплавов. Ранее мы уже ссылались на полосчатость, проявляющуюся как в минеральном, так и валовом составе. Полосчатость могла образоваться разными способами. Она может быть первичной или связанной с метаморфической дифференциацией. Так как границы полос резкие, представляется невероятным, чтобы полосчатость была обусловлена процессом дифференциации *in situ*. Хаттон и Герни [266] полагают, что столь резкие вариации вызваны многократными внедрениями магмы в первичные магматические камеры. Они отмечают, что неоднородности мелкого масштаба более обычны в эклогитах второй группы, полагая, что последние образовывались из сравнительно небольших порций магмы, тогда как более однородные эклогиты первой группы могли кристаллизоваться из более обширных объемов магмы, в которых эффекты магматического смешивания были менее заметны. Те же авторы полагают [267], что неоднородные кианитовые эклогиты могли образоваться из других типов эклогитовых магм благодаря несмесимости расплавов, однако эта гипотеза не объясняет реакционные взаимоотношения, наблюдаемые между кианитовыми и двуминеральными эклогитами, при которых кианит замещается гранатами.

7.5.1.3. Метасоматизированные перидотиты

Многие ксенолиты в кимберлите обнаруживают признаки пропитывания флюидами, в результате взаимодействия которых с ранее существовавшими минеральными фазами развиваются новые минералы. Очевидно, что эти ксенолиты изменены метасоматическими процессами. Кроме поздней стадии метасоматоза, которой подвергаются ксенолиты под влиянием флюидов, поступающих из кимберлита (она заключается в образовании серпентина по оливину и поздней слюды вокруг граната), существуют указания на более ранний, мантийный метасоматоз, имевший место еще до того, как ксенолиты попали в кимберлит. Герни и Харт [234] выделяют два типа метасоматоза: инфильтрационный и диффузионный.

а. Инфильтрационный метасоматоз. В случае инфильтрационного метасоматоза, по-видимому, играет роль движение флюида. Ксенолиты изменяются под действием привноса химических элементов, который приводит к образованию новых минералов, а также изменяет химизм существовавших ранее фаз (к этому типу относятся вторичные изменения, происходящие под действием вмещающего кимберлита, хотя они, конечно, идут позднее и на небольшой глубине).

Описанные Лоулессом и др. [345] полимиктовые перидотиты, в которых сильная деформация сочетается с цементацией кластических пород ильменитом, флогопитом, рутилом и сульфидами, представляют собой сильно метасоматизированные породы. Инфильтрационный метасоматоз вообще сочетается с деформацией во многих перидотитах, включая так называемые «неистощенные» перидотиты в понимании Никсона и Бойда [447].

Наиболее широко распространенными инфильтрационно-метасоматическими минералами являются флогопит, ильменит, рутил и сульфиды, реже встречаются рихтерит и карбонат. Первичная (т. е. мантийная) природа флогопита первоначально была выявлена Доусоном [134] на основании структурных критериев, а впоследствии она была подтверждена [88, 72, 158] химическими критериями. Большинство исследований по метасоматизированным перидотитам относится к прожилковатым ксенолитам из трубки Матсоку [241, 259, 260], а также к рихтеритсодержащим нодулям, преимущественно из трубки Бултфонтейн [184]. В трубке Матсоку метасоматические минералы представлены флогопитом, ильменитом, рутилом и сульфидами (большой частью пирротином, пентландитом и халькопиритом); как в ильмените, так и в рутиле видны выделения шпинели. Эти минералы рассеяны в матрице деформированных и перекристаллизованных нодулей, а также в виде жилков, узких зон и отдельных пятен в крупнозернистых перидотитах и пироксенитах, причем вполне возможно, что эти жилки и узкие зоны приурочены к первичным

плоскостям отдельности. Химические и структурные особенности показывают, что метасоматические минералы из трубки Матсоку не были просто продуктами контаминации ксенолитов вмещающим кимберлитом, происходящей близ поверхности. Химизм этих метасоматических минералов ограничен определенными рамками: флогопит по своему составу подобен первичным флогопитам, охарактеризованным Делейни и др. [156] (см. табл. 23), а ильменит попадает в вариационный ряд составов ильменитов из перидотитов (табл. 24). Кроме того, минеральные фазы перидотита, секущегося жилками (оливин, ортопироксен, клинопироксен и гранат), перекристаллизовываются одновременно с образованием этих жилков, но состав их остается близким к составу этих же минералов из пород, не подвергшихся метасоматическим воздействиям. В общем представляется очевидным, что метасоматические жилки и породы, почти нацело состоящие из метасоматических минералов, находились в химическом и структурном равновесии при тех же *PT*-условиях, что и перидотиты, не подвергшиеся метасоматозу. Герни и Харт [242] суммировали признаки, указывающие на то, что метасоматическая минерализация в трубке Матсоку могла быть связана с эпизодом магматизма, выразившимся во внедрении богатых клинопироксеном слоев, который в свою очередь мог быть связан с магматизмом Карру и, следовательно, совершенно оторван от кимберлитового магматизма.

Эрланк и Рикард [184] описали образование в перидотитовых нодулях калиевого рихтерита вместе с флогопитом, непрозрачными рудными минералами и кальцитом во время метасоматоза, который включал развитие пойкилобластической структуры и структуры замещения, а также образование тонких жилков упомянутых минералов. Предполагается, что флогопит развивался главным образом за счет ранее существовавшего граната, а рихтерит — диопсида. Замещение последнего рихтеритом можно видеть на многочисленных примерах. Состав флогопита очень сходен с составом того же минерала в ксенолитах «маридов» (табл. 34), тогда как рихтерит по сравнению с паргаситом из перидотитов сильно обогащен кремнием, титаном, калием и натрием, но обеднен хромом (табл. 22). Срезание метасоматических зон и жилков краями ксенолита позволяет предполагать, что они подверглись метасоматозу еще до того, как попали в кимберлит, а данные по изотопии стронция [185] показывают, что проявление метасоматоза древнее, чем сам вмещающий кимберлит, и совершенно не связано с кимберлитовым магматизмом. Кроме того, в нодулях из трубки Булфонтейн автор наблюдал признаки развития рихтерита и флогопита за счет существовавшего ранее эггстатита, и поэтому вывод Эрланка и Рикарда, что этот минерал развивается по гранату и клинопироксену, должен быть пересмотрен.

Имеющиеся данные показывают, что метасоматические минералы исключительно богаты элементами, которыми обеднено

Таблица 34

Анализы представительных фаз «маридов» [144]

	Флогопит	К-рихтерит	Рутил	Ильменит	Диопсид
SiO ₂	42,2	54,2	0,1	0	54,0
TiO ₂	1,48	0,64	95,9	53,1	0,54
Al ₂ O ₃	9,55	1,05	0,0	0,02	0,61
Cr ₂ O ₃	0,11	0,11	0,7	1,54	0,21
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	2,7 **	2,2 ***	Не опр.
FeO	6,90 *	4,18 *	0	30,2	4,40 *
MnO	0,02	0,05	0	0,41	0,11
MgO	23,5	21,5	0,3	11,4	17,9
NiO	0,16	0,05	0	0,18	0,06
CaO	0,01	6,22	0	0,03	20,0
Na ₂ O	0,13	3,91	0	—	1,24
K ₂ O	9,89	5,28	0	—	0,02
Сумма	94,0	97,3	99,7	99,2	99,1

* Все железо в виде FeO.

** Все железо в виде Fe₂O₃.

*** Рассчитано, исходя из стехиометрических соотношений.

большинство ксенолитов в кимберлите. Так, например, некоторые рихтеритсодержащие перидотиты содержат свыше 2 % K₂O, а первичные обогащенные рутилом жилки из трубки Матсоку — свыше 18 % TiO₂. Сами же фазы обогащены несовместимыми элементами, например рутил из трубки Матсоку богат цирконием и ниобием, а Эрланк и Рикард [184] сообщают о непрозрачной минеральной фазе, содержащей 9,1 % BaO, 7,4 % ZrO₂, 2,4 % SrO и 0,5 % Nb₂O₅. Короче говоря, эти примеры, иллюстрирующие метасоматическое воздействие, указывают на присутствие и миграцию в верхней мантии флюидов, химизм и движение которых способны привести к образованию минералов, обогащенных Fe, K, Ti, H₂O, S, Nb, Zr, Hf, Sr, Cu, Rb, Ba, Na и CO₂. Учитывая наблюдаемую ассоциацию жилков, содержащих рихтерит, слюду, ильменит и рутил (по-видимому, близкую по химизму расплавам, родоначальным для ксенолитов «маридов», см. разд. 7.5.1.4), которые, судя по образцам прожилковатого перидотита из трубки Бултфонтейн, оказывали метасоматическое воздействие на вмещающие породы, представляется вероятным, что эти метасоматические флюиды в общем были тесно связаны с соседними магматическими телами и выделялись из них.

б. Диффузионный метасоматоз. В случае диффузионного метасоматоза имеет место перенос вещества через границы пород верхней мантии, что ведет к изменению химизма ранних минералов. Вообще диффузионный перенос химических элементов является важным фактором достижения локальных химических равновесий в горных породах. Эффективность диффузии в мантийных породах доказывается гомогенностью минеральных фаз в большинстве ксенолитов из кимберлитов, особенно в перидотитах, причем эта однородность отчетливо проявляется и в тех случаях, когда порода имеет резко выраженную слоистость [241]. Так, в ксенолитах из трубки Матсоку наблюдаются резкие интрузивные контакты слоев, обогащенных клинопироксеном, которые были внедрены в обычный крупнозернистый гранатовый лерцолит, и, несмотря на это, состав минеральных фаз вкрест контакта практически остается без изменений в отношении большинства элементов, за исключением хрома; более того, минеральные фазы вмещающей породы-хозяина оказываются заметно более железистыми и титанистыми, чем в обычных перидотитах [256]. Эти особенности химизма, указывающие на стремление к равновесию между интродуцированными прослоями и вмещающим перидотитом, объясняются диффузионным метасоматозом между этими двумя породами. Валовой химический состав таких перидотитов характеризуется повышенным содержанием железа и титана, что особенно свойственно высокотемпературным, так называемым «неистощенным» перидотитам Никсона и Бойда [447]. В связи с этим вновь возникает вопрос о том, являются ли эти высокотемпературные перидотиты «неистощенными» или же они были обогащены соответствующими компонентами (см. разд. об инфильтрационном метасоматозе).

Диффузионный метасоматоз наблюдается в эклогитовых ксенолитах. Отдельные эклогитовые ксенолиты, например, подверглись диффузионному метасоматозу со стороны вмещающего кимберлита [95]; метасоматоз отмечается также в тех случаях, когда в ксенолитах существовали большие химические градиенты между полосами резко различного химического состава [342, 265].

7.5.1.4. Глимериты и «мариды»

В нескольких кимберлитовых трубках Южной Африки и Якутии встречаются нодули, в которых преобладает флогопит. Эти нодули, часто описываемые под общим названием «глимериты», преимущественно состоят из флогопита, но в них также в разных количествах и комбинациях содержатся амфибол, клинопироксен, ильменит, рутил, апатит и оливин. На первый взгляд может показаться, что эти породы принадлежат к когерентному ряду; однако Аоки [20] и Доусон и Смит [144] обнаружили значительные вариации химизма минералов богатых слюдой нодулей из южноафриканских кимберлитов, а Доусон и Смит выделили в само-

стоятельную группу породы, получившие название «мариды» и состоящие из переменных количеств специфической слюды типа флогопита, калиевого рихтерита, рутила, ильменита и диопсида (табл. 34). Эти нодулы бывают округленными или дискоидальными до 15 см в поперечнике; в них наблюдаются сланцеватость или линейность (а нередко то и другое вместе), что связано с ориентировкой кристаллов флогопита и амфибола. В некоторых образцах отмечается полосчатость, обусловленная различиями в концентрации минеральных фаз и интерпретирующаяся каккумуляционная слоистость. Все образцы деформированы, причем эта деформация проявляется в изгибании кристаллов амфибола и в волнистом погасании флогопита. Слюда в «маридях» представлена флогопитом с магниевым компонентом mg , изменяющимся в пределах 0,88—0,82, и отличается от слюд, находящихся в структурном равновесии с другими силикатами перидотитовых нодул, низким содержанием NiO , Cr_2O_3 и FeO , пониженным содержанием Al_2O_3 и высоким содержанием Fe_2O_3 (расчетные данные, табл. 22). Амфибол представлен калиевым рихтеритом (табл. 34); mg в нем варьирует от 0,87 до 0,91, а отношение $K/(K + Na)$ от 0,47 до 0,58, $Na + K > Ca$, количество Fe^{3+} в тетраэдрических позициях значительное. Такие амфиболы в высшей степени похожи на рихтерит, встречающийся в основной массе кимберлитов. Рутил, подобно тому же минералу из перидотитов и эклогитов, содержит заметные количества хрома, а также Fe_2O_3 . Ильменит из ксенолитов «маридов» характеризуется содержаниями TiO_2 , Cr_2O_3 и FeO , попадающими в широкие пределы значений, известных для ильменитовых вкрапленников в кимберлите, но отличается исключительно низкими содержаниями Al_2O_3 . Диопсид является довольно чистой разновидностью этого минерала, он содержит небольшие примеси энстатита и геденбергита в виде твердого раствора. По сравнению с диопсидом из лерцолита он содержит меньше Al_2O_3 , Cr_2O_3 и Na_2O , но значительно больше TiO_2 . Циркон рассматривался Доусоном и Смитом как дополнительный минерал «маридов» и впоследствии был найден во многих ксенолитах этих пород (Герни, личное сообщение). Таким образом, минеральные фазы «маридов» беднее Al_2O_3 и Cr_2O_3 , но богаче общим железом, чем минералы перидотитовых ксенолитов.

δD в сосуществующих флогопите и рихтерите из обогащенных слюдой нодул в кимберлитах Дютойтспан и Весселтон варьирует от $-43,2$ до $-77,4$ ‰ и от $-103,1$ до $-132,5$ ‰ соответственно [337]; значения δD флогопитов очень близки к установленным для флогопитовых мегакристаллов в кимберлите [528] (см. рис. 22). Анализ редких газов показал, что их изотопный состав соответствует атмосферному, за исключением 4He и ^{40}Ar , и что избыток ^{129}Xe отсутствует [304], а большой избыток ^{40}Ar показывает, что флогопит не кристаллизовался на небольших глубинах [305].

Доусон и Смит [144] полагают, что «мариды» кристаллизовались в высокоокислительных условиях из магмы, в химическом отношении подобной кимберлиту, в верхних частях мантии, причем присутствие амфибола ограничивает эту глубину ста километрами. Однако другие содержащие слюду и амфибол ксенолиты, в которых, кроме того, содержатся оливин и ортопироксен, характеризуются похожим, но не идентичным составом общих с «маридами» минералов и, возможно, являются метасоматитами, представляющими собой вмещающие породы для того магматического тела, из которого кристаллизовались «мариды». По-видимому, они являются переходными к метасоматическим перидотитам. В пользу метасоматического происхождения рихтеритсодержащих перидотитов высказывались Аоки [21] и Эрланк и Рикард [184], более подробно этот вопрос обсуждается в гл. 9.

7.5.1.5. Прочие ксенолиты

1. Ксенолиты алькремитов. Ксенолиты, состоящие из крупнозернистого граната и темно-зеленой шпинели, были найдены в кимберлите трубки Удачная, СССР [476], а также в кимберлитах тел Беллсбанк и Ягерсфонтейн, ЮАР [454]. Название «алькремит» является русским мнемоническим буквосочетанием, данным этой породе из-за преобладания в ней Al, Si, Mg [476]. Эти ксенолиты примерно на две трети состоят из бедного хромом и титаном пиропового граната. Такие низкие содержания хрома и титана (около 0,18 и 0,16 % соответственно) делают пироп непохожим как на титанистый пироп мегакристаллов из кимберлита, так и на хромовые пиропы из пород группы перидотитов—пироксенитов. Содержания MgO (14,8—19 %) находятся в обратной зависимости от содержаний CaO (5—10,5 %). Шпинель представляет собой разновидность герцинита, содержащую 60—65 % Al₂O₃, 1—5 % Cr₂O₃, 11—14 % FeO_{общ} и 18—22 % MgO. Помимо граната и шпинели в алькремите из кимберлита дайки Боббейн (Беллсбанк) присутствует корунд (личное наблюдение Доусона). Межкумулятная природа шпинели и современные экспериментальные данные показывают, что алькремиты представляют собой ранние плотные кумуляты, образовавшиеся из богатого алюминием мантийного расплава при давлении, эквивалентном глубине 70 км, так как при более высоком давлении мог бы образоваться гранат с большим содержанием пиропового компонента. Как полагают Никсон и др. [454], алькремиты отделились от магмы до кристаллизации клинопироксена, тогда как более полная фракционная кристаллизация должна была бы привести к уничтожению ранее образованной шпинели и дать гранат-клинопироксеновую ассоциацию, т. е. эколгит. Это объяснение подтверждается тем, что гранаты из алькремитов района Беллсбанк очень близки по составу к гранатам Бишопа из обыкновенных и корунд-киани-

товых эклогитовых включений [45] в кимберлите того же района (дайка Боббеян).

В своей работе по алькремитам Никсон и др. [454] рассматривают крупный (1,5 кг) шпинелевый нодуль BD-1988 из трубки Робертс-Виктор [344], который помимо шпинели и небольших количеств граната содержит также оливин. Этот нодуль отличается от алькремита тем, что содержит более хромовый гранат (0,65 % Cr_2O_3) и более хромистую герцинитовую шпинель (10,03 вес. % Cr_2O_3).

2. Закаленная ортопироксен-ильменитовая порода. Уникальный нодуль неравновесной пироксен-ильменитовой породы был описан Ролинсоном и Доусоном [487] из кимберлита района Велтвреден в Южной Африке. Этот нодуль состоит в основном из игольчатого высокотитанистого бронзита (по терминологии Стефенса и Доусона [558], см. табл. 13), незакономерно проросшего магнезиальным ильменитом в виде макросферолитов и гребенчатослоистых выделений. Некоторые сферолиты как бы усыпают более крупные кристаллы высокотитанистого бронзита. Кроме того, порода содержит небольшие количества высокотитанистого пирропа, титанистого флогопита, выполняющего промежутки между игольчатыми зернами ортопироксена и низкохромового диопсида, образующего неправильные прорастания с ильменитом. Состав этих фаз и морфология пироксен-ильменитовых прорастаний могут быть сопоставлены с таковыми у мегакристаллов (см. гл. 8). В породе наблюдаются небольшие пятна кальцита, серпентина, ильменита, флогопита и диопсида, которые вместе взятые напоминают ассоциацию кимберлитовой основной массы и интерпретируются как конечные продукты кристаллизации в существенно закрытой системе предполагаемого высокотитанового расплава.

Фазы, по составу подобные фазам, образующим эту закаленную ортопироксен-ильменитовую породу, встречаются в виде крупных единичных кристаллов в районе Велтвреден [409]. В этих крупных (до 20 см) единичных кристаллах титанистого энстатита содержатся включения магнезиального ильменита и титанистого пирропа. Зерна пирропа имеют ядра розового хромистого пирропа, которые в свою очередь включают мелкие кристаллы хромового диопсида, хромита и ильменита. Кроме того, внутри энстатитохозяина в тесной ассоциации с титанистым пирропом присутствуют кальцит, титанистый флогопит и серпентин. Возможно, что эта ассоциация образовалась из расплава, подобного тому, о котором упоминали Ролинсон и Доусон (см. выше); при этом ликвидусная фаза (т. е. титанистый пироп) нарастала на ранее существовавших ксенокристаллах хромистого пирропа, находившегося в ассоциации с высокохромовыми фазами (возможно, микроксенолитами). Однако условия кристаллизации такого предполагаемого расплава были бы резко отличающимися от условий кристаллизации закаленной ортопироксен-ильменитовой породы.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ

8.1. Петрография и химизм минеральных фаз

Одиночные кристаллы большого размера (обычно больше 2,0 см) широко распространены в виде включений в кимберлитах; они называются мегакристаллами (этот термин принят в данной работе) или дискретными нодулями [448]. При рассмотрении этих образований предполагается, что, судя по их размерам, они не могли быть отторгнуты при разрушении верхнемантийных пород, в которых размер зерен обычно составляет 2—4 мм. Известны две серии мегакристаллов: обогащенные хромом и обедненные хромом; первые значительно более редки и в настоящее время найдены лишь в трубке Эксельсиор, ЮАР, и в трубках штата Колорадо, США. Богатый хромом (8,5 вес. % Cr_2O_3) и обедненный кальцием (2,7 % CaO) гранат размером 2 см был описан в трубке Эксельсиор, ЮАР [64]; по составу он аналогичен высокохромовым и малокальциевым пиропам из включений в алмазах, а также наблюдаемым в виде небольших изолированных кристаллов в трубке Финш [236]. В гранат включены небольшие измененные кристаллы оливина (?) или ортопироксена (?).

Мегакристаллы в трубке Слоан, штат Вайоминг, США [172], представляют собой наиболее хорошо изученный пример совместного нахождения в одном теле богатых и бедных хромом мегакристаллов. Основные различия состава гранатов и пироксенов двух серий показаны в табл. 35; главной особенностью мегакристаллов одной серии являются высокие содержания Mg и Cr , а другой — Ti и Fe ; кроме того, в высокохромистых мегакристаллах в качестве включений отмечаются хромит и оливин.

Бедные хромом мегакристаллы наиболее обычны для кимберлитов как штата Колорадо, так и ЮАР и Лесото. Они представлены большими кристаллами оливина, ортопироксена, клинопироксена, граната и ильменита; во многих случаях небольшие включения одного минерала находятся внутри больших кристаллов другого минерала, а иногда наблюдаются закономерные сращения, особенно клинопироксена и ильменита и в меньшей степени ортопироксена и ильменита.

При детальном изучении многочисленных мегакристаллов из трубки Монастери, ЮАР [295], оказалось, что у них наблюдаются существенные вариации химического состава, особенно Mg/Fe

Таблица 35

Вариации составов минеральных фаз двух ассоциаций мегакристаллов из кимберлитовой трубки Слоан-2, штат Вайоминг, США [172]

	Богатые хромом мегакристаллы	Бедные хромом мегакристаллы
<i>Гранаты</i>		
TiO ₂	0,6—0,9	0,7—1,1
Cr ₂ O ₃	6,5—12,7	1,4—4,3
CaO	7—9	4,4—5,1
Mg/(Mg + Fe)	82—84	78—83
<i>Клинопироксены</i>		
TiO ₂	0,1—0,2	0,2—0,4
Cr ₂ O ₃	1,0—2,3	0,4—0,8
Al ₂ O ₃	1,1—1,4	1,9—2,2
Mg/(Mg + Fe)	92—93	87—90
<i>Ортопироксены</i>		
Cr ₂ O ₃	0,4—0,6	0,1—0,3
Mg/(Mg + Fe)	92—93	88—91

(рис. 79). В деталях их состав отличается от состава большинства минералов перидотитов и эклогитов, но некоторые из наиболее магниезиальных мегакристаллов обнаруживают черты сходства с минералами высокожелезистых высокотитанистых деформированных перидотитов, описанных в трубке Таба-Путсоа, Лесото [447]. Оливины подразделяются на две группы: Fo₈₄₋₈₈, с содержанием NiO около 0,3 %, и Fo₇₂₋₇₈, с содержанием NiO меньше 0,12 %. В некоторых из более магниезиальных высоконикелистых оливинов были найдены включения кимберлита [246]; одно из этих включений имеет валовой состав, очень близкий к составу вмещающего кимберлита трубки Монастери. Ортопироксены образуют коричневые стекловидные гомогенные мегакристаллы с различными соотношениями Mg и Fe при постоянном содержании CaO (рис. 79); более железистые различия иногда образуют неправильные сростания с ильменитом. Состав клинопироксенов варьирует от субкальциевого диопсида через титанистый хромдиопсид до малохромистого диопсида (согласно терминологии Стефенса и Доусона [558]), следуя определенному тренду от высокомагнезиальных малокальциевых маложелезистых разновидностей к низкомагнезиальным высококальциевым и несколько обогащенным железом (рис. 79); более кальциевые клинопироксены образуют закономерные пластинчатые сростания

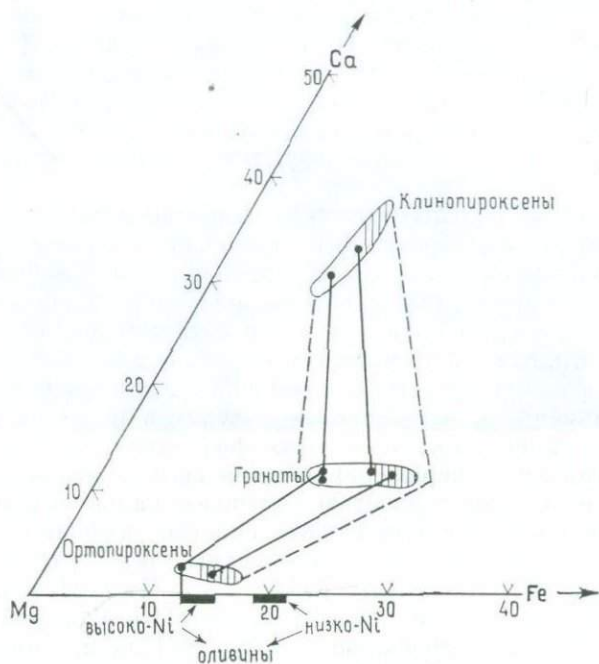


Рис. 79. Диаграмма Ca—Mg—Fe полей составов мегакристаллов оливина, пироксена и граната. Конноды соединяют фазы, образующие сростки. Фазы с составом, располагающимся в заштрихованных частях полей состава (т. е. обогащенные железом), образуют сростки с магнезиальным ильменитом.

с ильменитом. Гранаты по составу изменяются от высокомагнезиальных до железистых; наиболее железистые гранаты иногда содержат включения ильменита. Во всех случаях они малохромисты, и наиболее магнезиальные разновидности могут быть названы высокотитановыми пиропами или титанистыми пиропами (согласно терминологии Доусона и Стефенса [145], см. табл. 12). Ильмениты обладают широким диапазоном состава, особенно в отношении Fe и Mg, но разности, образующие срастания с клинопироксеном, ортопироксеном и гранатом, идентичны друг другу и находятся внутри поля составов дискретных мегакристаллов ильменита.

Хорошо изучены также мегакристаллы из кимберлитовых тел северного Лесото [448, 71], особенно из трубки Таба-Путсоа. Они чрезвычайно схожи с мегакристаллами из трубки Монастери, за исключением одной особенности, имеющей очень большое значение. В трубке Таба-Путсоа Никсон и Бойд [448] описали сложные нодулы, состоящие из субкальциевого малохромистого диопсида и титанистого пироба, состав которых сопоставим с составом отдельных мегакристаллов; они рассматриваются как

агрегаты мегакристаллов, кристаллизовавшиеся из кимберлитовой магмы и соответствующие «гриквэитам» Бека [37], и действительно Никсон и Бойд [448] такие агрегаты называли «гриквэитами». Минеральные фазы этих гриквэитов по составу непохожи на фазы других кимберлитовых эклогитов, хотя термины «гриквэит» и «эклогит» часто используются в качестве синонимов (см. разд. 7.5.1.2.3).

Из силикатно-окисных сростков наиболее интересны ламеллярные сростания малохромистого диопсида и ильменита. Мелкие пластинки ильменита растут параллельно оси *c* вмещающего их диопсида, который образует монокристаллы длиной до 20 см [139]; ламелли ильменита могут пересекаться под углами 60 или 120° (рис. 80 и 81), напоминая тем самым видманштеттовы фигуры сростания фаз в метеоритах и сплавах. Соотношения клинопироксена с ильменитом в различных нодулях варьируют весьма широко; содержание каждой из этих фаз может составлять от 10 до 90 %. Нодули с периферии обычно сильно кальцитизированы, а небольшие нодули полностью замещены кальцитом и эпидотом. Хотя клинопироксен-ильменитовые сростки особенно характерны для трубки Монастери, они были описаны также в трубках Франк-Смит, Соноп, Юинтес-Берг, ЮАР; Као, Таба-Путсоа, Солане, Матсоку, Мотае и № 200, Лесото; Ганаус II и Мукороб, Намибия; Колоссус, Весселс, Зимбабве; Артур-ди-Пайва, Ангола; Мир, Дальняя и Харахта, СССР; Айрон-Маунтин, Стокдейл и Айзон-Крик, США. Природа сростаний этих диопсид-ильменитовых нодулей вызвала большие дискуссии по вопросу их образования. Предполагается, что они либо образовались в результате распада существовавшей ранее высокотемпературной фазы, либо являются эвтектическими сростками [240]. Гери и др. [240] на основании геохимических данных доказывают эвтектический способ образования, и действительно такие сростки с характерными структурными особенностями были получены экспериментально Уайаттом [613]. Более того, было показано, что диопсид-ильменитовые сростки в неравновесной пироксен-ильменитовой породе трубки Велтвреден [487] образовались при кристаллизации магмы.

Для мегакристаллов ильменита из трубки Монастери в целом характерно наличие структур распада; главными фазами распада являются магнезиальный титаногематит, магнезиальный титаномагнетит и глиноземистая шпинель; кроме того, имеются признаки субсолидусного восстановления при кристаллизации как дискретных нодулей, так и ильменитов-сростков [247]. Ильменитовые нодули из других трубок содержат включения титанового хрома, рутила и Cr-Ti-шпинели [613], а в нодулях ильменита из трубки Франк-Смит найдены столбчатые зерна плеонаста и пластинки титаномагнетита [464].

Два клинопироксен-ильменитовых сростка из трубки Монастери содержат обильные цилиндрические включения, состоящие

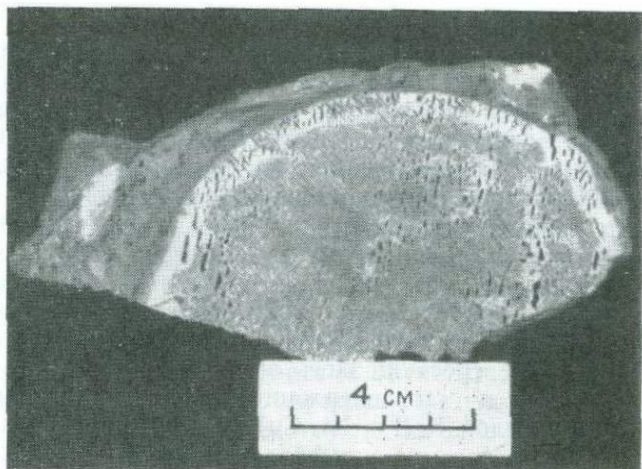


Рис. 80. Фотография одиночного большого кристалла малокальцевого диопсида, находящегося в сростании с ильменитом, трубка Монастери, ЮАР. Включение, разрезанное перпендикулярно к оси c диопсида, по периферии кальцитизировано (белая каемка).

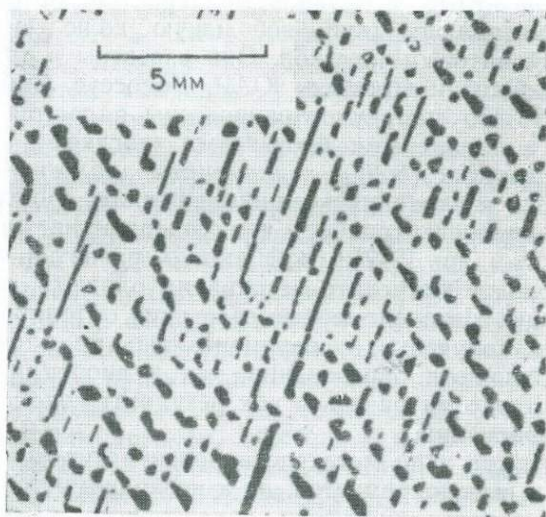


Рис. 81. Микрофотография шлифа образца, показанного на рис. 80. Видно закономерное расположение пластинок ильменита.

из пирротина и пентландита, которые локализованы преимущественно на концах удлинённых выделений ильменита [247]; в некоторых случаях эти цилиндрики пронизывают как ильменит, так и пироксен. Полагают, что единственным удовлетворительным объяснением их образования является несмесимость сульфидного расплава, присутствовавшего во время образования сростков. На контакте клинопироксена и ильменита отмечается вторичная ассоциация: железистый флогопит + ортопироксен + перовскит; флогопит развивается за счет как ильменита, так и пироксена, но обычно концентрируется в ильмените. В клинопироксен-ильменитовых сростках из трубки Франк-Смит найдены также пирротин-пентландитовые сростки; здесь они сопровождаются джерфшеритом — калий- и хлорсодержащим сульфидом железа со структурной формулой $K_6(Fe, Ni, Cu)_{25}S_{26}Cl_1$ — и двумя не имеющими названия калиевыми сульфидами, имеющими состав, переходный между сульфидом железа и джерфшеритом [99]. Предполагается, что сульфидная ассоциация является результатом первичной несмесимости моносульфидных капелек, включённых в ильменит-клинопироксеновые сростки, из которых при температуре ниже 610°C образовались пирротин и пентландит; этот процесс сопровождался метасоматическим привнесением калия, хлора и, возможно, меди, поступавших из флюидов, которые также вызвали распад клинопироксена.

Менее эффективные неправильные сростки ортопироксена и ильменита составляют лишь небольшую долю (меньше 10 %) пироксен-ильменитовых сростков. Они известны в трубках Монастери, Франк-Смит и Премьер, ЮАР, Колоссус, Зимбабве и Харастах, СССР. По составу ортопироксены являются титановыми энстатитами и титановыми бронзитами (согласно терминологии Стефенса и Доусона [558]), а ильмениты аналогичны тем, которые содержатся в клинопироксен-ильменитовых сростках. В целом эти нодулы изменены слабее, чем содержащие клинопироксен, хотя Хаггерти и др. [247] сообщают о развитии по контакту зерен пироксена и ильменита ассоциации оливин + рутил + титановый флогопит. Незакономерные сростания ортопироксена и ильменита были получены экспериментально из расплава [487], и, следовательно, эти образования, как и диопсид-ильменитовые сростки, могут рассматриваться как результат котектической кристаллизации расплава.

Следующие три типа мегакристаллов не могут быть определённо отнесены ни к высокохромистой, ни к низкохромистой сериям.

а. Мегакристаллы пироксена характерного яблочно-зеленого цвета были найдены в трубках Камферсдам [72] и Бултфонтейн (наблюдение автора); достигают размера 5—6 см, обычно округлые и либо мономинеральны, либо, как в трубке Бултфонтейн, окружены каймой (или пересечены прожилками) ильменита. Нодулы часто сильно деформированы. В этом случае они имеют

напряженное ядро, которое окружено зоной более мелких, свободных от напряжений необластов. Иногда между необластами развивается ильменит. По составу пироксены — довольно чистые, бедные хромом диопсиды с очень небольшой примесью энстатита в виде твердого раствора; они наиболее близки к диопсидам из основной массы кимберлитов или из ксенолитов «маридов».

б. Мегакристаллы слюды по размерам редко превышают 1—2 см, но в некоторых исключительных случаях (как, например, в трубке Монастери) достигают 15 см. В отличие от слюд основной массы мегакристаллы 1) имеют большие размеры зерен; 2) обычно корродированы и окружены светлой измененной каемкой, состоящей из гидрофлогопита и магнетита; 3) имеют темно-коричневую, а не бронзовую окраску; 4) изогнуты, вследствие чего волнисто погасают (в некоторых, но не во всех образцах); 5) не содержат включений таких фаз основной массы, как перовскит или магнетит. Мегакристаллы сильно магниезильные (более 20 % MgO), но характеризуются переменными содержаниями FeO, TiO₂, Cr₂O₃ и Al₂O₃. Доусон и Смит [142] выделили на этом основании две главные группы мегакристаллов: высокохромистые и низкохромистые. Первые содержат более 0,5 вес. % Cr₂O₃, меньше 1,0 вес. % TiO₂ и меньше 3,7 вес. % FeO; химически они весьма схожи с первичными слюдами из ксенолитов лерцолитов (см. разд. 7.5.1.1.5) и, возможно, происходят из них. Вторые содержат менее 0,5 % Cr₂O₃, больше 0,60 % TiO₂ (до 2 %), меньше 12 % Al₂O₃ и больше 3,7 % FeO. Хотя очень немногие из этих «неперидотитовых» мегакристаллов химически схожи со слюдами из ксенолитов «маридов», положение их на диаграмме NiO—Mg/(Mg + Fe) показывает, что все-таки между ними есть различия. Доусон и Смит [142] предположили, что «неперидотитовые» мегакристаллы, вероятно, являются фенокристаллами, кристаллизовавшимися из кимберлитовой магмы. Чрезвычайно обогащенные TiO₂ (6,1 вес. %) флогопиты из кимберлитов района Мерфрисборо, штат Арканзас, США [213], а также включения флогопита в цирконе из трубки Монастери [330] характеризуются теми же химическими особенностями, что и слюды из «маридов» (глиммеритов); все они содержат так мало алюминия, что напрашивается вывод о присутствии заметных количеств окисного железа в группе ионов «Y».

в. Мегакристаллы циркона. Еще одной фазой мегакристаллов, обнаруженной во многих кимберлитовых телах, является циркон, содержащий небольшие количества урана и свинца и используемый для определения возраста кимберлитовых тел [124]. Хотя обычно циркон наблюдается в виде самостоятельных зерен, он также образует включения во флогопите [330] и сростания с ильменитом и (или) рутилом [482]. Изучение цирконов из кимберлитов трубок Монастери, Мотае и Кимберли [482] показывает, что ильмениты, ассоциирующиеся с цирконом, характеризуются

очень узким интервалом содержаний MgO (8—10 вес. %) и Cr_2O_3 (0,02—0,85 вес. %); для данных значений Cr_2O_3 они обычно более магнезиальны, чем ильмениты вне ассоциации с цирконом. Субсолидусные реакции на границах зерен циркона и ильменита выражаются в появлении экзотического минерального парагенезиса, состоящего из цирконолита $CaZrTi_2O_7$, богатого титаном бадделента $(TiZr)O_2$ и диопсида в ассоциации с кальцитом; в ильменит-рутил-цирконовом парагенезисе агрегаты цирконолит + бадделит + диопсид располагаются на границе циркона и ильменита, а бадделит + сфен $CaTiSiO_5$ — на границе циркона и рутила; в обоих ассоциациях присутствует кальцит. В случае рутил-цирконового парагенезиса продуктами субсолидусных реакций являются Zr-армолколит и ильменит, эта ассоциация лишена кальцита. Рабер и Хаггерти [482] предположили, что такие экзотические парагенезисы, развитые вдоль межзерновых границ с кальцитом, являются результатом реакций, протекавших благодаря наличию карбонатитового флюида, который способствовал ходу межкристаллической реакции между цирконом и либо ильменитом, либо рутилом; это — первое сообщение о цирконолите в кимберлитах, а Zr-армолколит из трубки Мотае — вторая находка армолколита в кимберлите.

8.2. Элементы-примеси и изотопы

О содержании элементов-примесей в мегакристаллах и изотопном составе отдельных элементов к настоящему времени накоплено мало данных. Эгглер и др. [174] продемонстрировали наличие небольших, но существенных различий в абсолютном содержании и нормализованном по хондриту распределении редкоземельных элементов в высокохромистых и низкохромистых мегакристаллах из кимберлитов штатов Колорадо и Вайоминг, США. Богатый хромом диопсид несколько обогащен легкими р. з. э. (La—Gd), а богатые хромом диопсид и гранат обеднены тяжелыми р. з. э. (Dy—Yb) по сравнению с малохромистыми разновидностями; эти особенности схожи с установленными для граната и клинопироксена из гранатовых лерцолитов Лесото [530]. Содержание р. з. э. в бедном хромом клинопироксене, сросшемся с ильменитом, из трубки Монастери [429] значительно выше, чем в бедных и богатых хромом диопсидах из кимберлитовых трубок штатов Колорадо и Вайоминг, что позволяет выделить два типа малохромистых диопсидов — монокристаллические и образующие графические сростки, — аналогичные двум типам ильменитов (см. выше).

Симидзу [529] сообщает о наличии микропримесей K (около 185 млн^{-1}), Rb, Cs, Sr и Ba в мегакристалле субкальциевого $[Ca/(Ca + Mg) = 0,32]$ диопсида из трубки Таба-Путсоа; его оболочки содержат меньше Rb, Cs и Ba по сравнению с ядром.

Крамерс [327] также сообщает о небольших количествах К ($125-301$ млн⁻¹), Rb и Sr в мегакристаллах из трубок Булфонтейн, Дютойтспан, Весселтон и Де-Бирс; значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих мегакристаллах изменяются в узком диапазоне ($0,70327-0,70399$). Эти образцы содержат также постоянную примесь Pb с повышенным содержанием радиогенных изотопов, что указывает на их обычное магматическое происхождение; однако, имея в виду большие вариации первичного изотопного состава свинца во вмещающих кимберлитах, Крамерс [327] предполагает, что мегакристаллы генетически не связаны с кимберлитами, и выдвигает гипотезу фракционирования, которая излагается ниже.

Мегакристаллы флогопита из трубки Монастери содержат примеси Rb ($620-880$ млн⁻¹) и Sr ($38-402$ млн⁻¹) [9], которые образуют изохрону 90 ± 4 млн. лет; значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7046$) попадает в интервал значений ($0,7038-0,7048$) для свежих кимберлитов [34] и близко к этому отношению в мегакристаллах клинопироксенов из трубок района Кимберли (см. выше). Хотя соотношение изотопов свинца свидетельствует против наличия генетических взаимоотношений между исследованными мегакристаллами и кимберлитами, соотношения изотопов стронция подтверждают эти взаимоотношения.

На диаграмме $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ мегакристаллы флогопитов образуют изолированное поле (рис. 22); поскольку это поле относительно узкое ($\delta\text{D} = 40 \div 70$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = 5 \div 8$ ‰) и включает данные по мегакристаллам флогопита из кимберлитов ЮАР, США и Индии, считают, что оно отвечает изотопному составу глубинных водорода и кислорода [528]. Соотношение изотопов кислорода в мегакристаллах очень близко к их соотношению в карбонатах и окислах из магматических карбонатитов [527] и из ксенолитов перидотитов и эклогитов в кимберлитах [211].

8.3. Условия образования

Как отмечалось выше, некоторые мегакристаллы содержат небольшие включения других минералов серии мегакристаллов, и конноды, соединяющие точки сосуществующих гранатов и клинопироксенов или гранатов и ортопироксенов, прекрасно согласуются с теоретически вычисленными по экспериментальным данным [4]. Кроме того, конноды гранат—оливин дают основание предполагать, что наиболее субкальциевые клинопироксены и наиболее магнезиальные гранаты, ортопироксены и оливины образовались в равновесии друг с другом и что умеренно повернутые конноды можно провести для более поздних, более железистых составов, Бойд и Никсон [71] в целом согласны с тем, что тренды, образуемые мегакристаллами, представляют единую последовательность, возникшую при дифференциации, и что мегакристаллы являются минералами-кумулятами, которые кристалли-

зовались из магмы, зародившейся в условиях верхней мантии. Наиболее ранними, наиболее высокотемпературными (около 1315°C) кумулятивными фазами были высокомагнезиальные ортопироксены, затем следовали оливины, магнезиальные гранаты и субкальциевые клинопироксены, которые должны были кристаллизоваться одновременно с постепенным увеличением содержания воды в магме; ильменит также становился ликвидусной фазой приблизительно при 1230°C ; кристаллизация этих сосуществующих фаз завершалась приблизительно при 1130°C . Железистые оливины, возможно, кристаллизовались до температуры 950°C из расплава, который был обогащен водой в отличие от первоначально обогащенного CO_2 расплава. Чрезвычайно широкий интервал температур кристаллизации мегакристаллов, а также их большой размер и наличие сростков (возможно, пегматитовых) могут быть объяснены возрастанием содержания воды в существенно закрытой системе. Интервал температур показан на рис. 7.7.

Изучение ильменитов (в особенности выполненное Хаггерти и др. [247]) показало, что они имеют различную и иногда сложную историю. Имеются две главные различные по составу группы ильменитов: нодули и сростки с пироксеном. Митчелл [421], который впервые упоминает о существовании двух типов ильменита в кимберлитах, предполагает, что один из них (нодули) представляет собой фенокристаллы, а другой (пластинчатые сростания) — ксенолиты, вынесенные из зоны пониженных скоростей. Однако Хаггерти и др. [247] считают, что значительное перекрытие аналитических данных является указанием на то, что оба типа ильменитов происходят из области мантии, насыщенной этим минералом; ильмениты в сростках более магнезиальны по сравнению с ядрами дискретных нодулей, но сложная и длительная история установления равновесия системы приводила к тому, что конечный состав нодулей в целом оказывается более магнезиальным по сравнению с составом ильменита из сростков. Эти авторы приходят к выводу, что рост нодулей происходил в течение длительного периода времени и, судя по первоначальному содержанию MgO , дискретные нодули, возможно, несколько более ранние по сравнению со сростками. Они предполагают, что сростки ильменита образовались при более низких температуре и давлении, чем нодули, и, будучи включенными в пироксен, они были тем самым ограждены от дальнейшего взаимодействия с вмещающим кимберлитом, которое могло привести к образованию богатых магнием каемок. Экспериментальные данные для области температур $900\text{--}1200^{\circ}\text{C}$ при фугитивности кислорода $10^{-14}\text{--}10^{-8}$ атм показывают, что появление пластин распада титаногематита и шпинели связано как с температурой, так и с фугитивностью кислорода; структуры и состав субсолидусных регрессивных парагенезисов соответствуют полю стабильности, ограниченному буферами форстерит—магнетит—кварц сверху и графит— CO — CO_2

снизу [247]. Хотя Хаггерти и др. [247] относят образование всей серии ильменитов (как дискретных, так и пластинчатых вростков) из трубки Монастери к одному этапу и хотя изложенная выше модель одноактного образования двух типов ильменита представляется реальной, есть определенные структурные данные [419], свидетельствующие о том, что до кимберлитообразования некоторые нодулы ильменита имели сложную историю, которая включает деформации напряжения и последующую закалку; кроме того, Пастерис и др. [464] сообщают, что некоторые ильменит-пироксеновые сростки из трубки Франк-Смит деформированы. Оба эти наблюдения дают основания полагать, что в упомянутых случаях ильменит кристаллизовался до появления деформаций, связанных с кимберлитовым процессом. Очевидно, что химические и структурные особенности ильменитов (как дискретных нодул, так и в виде сростков с пироксеном) в различных кимберлитовых телах могут привести к различным, порой противоречивым, выводам.

Сосуществующие гранаты и ильмениты были синтезированы при высоком давлении (21—40 кбар) и температурах 900—1100°C из оливин-базанитового расплава и из расплава пиролита, содержащего менее 40 % оливина [224]. Составы синтезированных ильменитов и гранатов весьма схожи с составами этих минералов из кимберлитов по значению отношения Mg/Fe и содержанию Al_2O_3 и Cr_2O_3 ; и Грин, и Соболев [224] предполагают, что природные ассоциации гранат + ильменит кристаллизовались в тех же температурных условиях, т. е. при 900—1100°C, но при изменявшихся давлении и фугитивности кислорода.

Проблемы образования мегакристаллов не являются исключительно кимберлитовыми, поскольку мегакристаллы, близкие по составу к описанным в данной главе, встречаются не только в кимберлитах. Некоторые или все из охарактеризованных здесь фаз были найдены в нефелинитовых брекчиях Какануи, Новая Зеландия, в базанитовой брекчии Эли-Несс, Шотландия, и в альпийской брекчии острова Маланта, Соломоновы острова [108, 158, 150, 449].

МАНТИЯ И ЗЕМНАЯ КОРА ПОД КОНТИНЕНТАМИ: СВЕДЕНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ

Исследование всей совокупности содержащихся в кимберлитах ксенолитов может способствовать более глубокому проникновению в природу мантии и нижней коры под теми кратонами, где имеются кимберлиты, но предлагаемые ниже модели не могут быть распространены на континентальные окраины и океанические области. В данной главе верхняя мантия понимается как зона Земли между а) сейсмически определяемым под кратонами примерно на глубине 35—40 км разделом Мохоровичича и б) отбивающимся по сейсмическим данным началом переходной зоны на глубине 300—400 км. С петрологической точки зрения эти две границы интерпретируются как а) перерыв между основными гранулитами земной коры и гарцбургитами верхней мантии [135] и б) начало инверсии свойственного верхней мантии ромбического оливина в его более плотную кубическую полиморфную модификацию рингвудит. Тот факт, что рингвудит еще не был идентифицирован в кимберлитах, дает максимальную оценку глубины выносимого кимберлитами материала в 300 км.

Ранние модели верхней мантии были очень простыми. Они были основаны на предположении, что верхняя мантия состоит либо из эклогита, либо из гранатового перидотита. Эти простые модели были необходимы для интерпретации скоростей сейсмических волн, они также представляли собой первые приблизительные оценки состава верхней мантии, сделанные в связи с экспериментальным получением базальтовых расплавов. Более сложная модель, предложенная Кларком и Рингвудом [98], предполагает существование нижней зоны, состоящей из гранатового лерцолита, и верхней зоны, сложенной истощенным гарцбургитом и дунитом, в которой присутствуют линзы эклогита — продукты частичного плавления ранее существовавшего гранатового лерцолита. Более поздние исследования коллекций ксенолитов из кимберлитов показали, что верхняя мантия представляет собой очень неоднородную область, значительно более сложную, чем это сначала предполагалось, и даже более разнообразную по составу пород и характеру протекающих в ней процессов, чем нижняя часть земной коры.

Здесь мы рассмотрим верхнюю мантию с точки зрения а) распределения в ней разных типов горных пород и б) протекающих в ней процессов.

9.1. Распределение типов горных пород в верхней мантии

Большинство моделей верхней мантии, начиная с самой ранней модели Вагнера [595] и до самых последних, предполагает существование широких концентрически располагающихся минеральных зон. Природу этих зон можно постигнуть, изучая совокупность ксенолитов в сериях из отдельных кимберлитовых проявлений в сочетании с оценкой условий образования этих пород по температуре и давлению, сделанной на основании экспериментально калиброванных фазовых равновесий.

Если судить по пропорции ксенолитов в большинстве выборок из кимберлитов, то наиболее распространенными типами горных пород верхней мантии должны быть гарцбургит и гранатовый лерцолит, а остальные типы пород, такие, как гранатовый гарцбургит, гранатовый пироксенит, лерцолит, лерцолит с глиноземистой шпинелью, а также эклогиты всех видов, должны быть относительно редкими, хотя мы должны отметить, что в некоторых кимберлитовых интрузиях преобладающим типом ксенолитов являются эклогиты. Что же касается двух главных типов пород, то расчет плотности показывает, что сравнительно легкие гарцбургиты должны образовывать верхнюю часть верхней мантии, тогда как более плотные гранатовые лерцолиты — ее нижнюю часть, что в общем совпадает с моделью Кларка и Рингвуда. Однако представляется, что и в пределах этих двух главных зон имеются многочисленные неоднородности более мелкого масштаба. Так, например, имеются редкие, по общему признанию, ксенолиты лерцолита, содержащего высокоглиноземистую шпинель, которые мы должны поместить в верхнюю гарцбургитовую зону, а с другой стороны, имеются безгранатовые лерцолиты, которые, судя по *PT*-условиям их равновесия, принадлежали зоне гранатового лерцолита. В последнем случае отсутствие граната может быть отражением валового химического состава этих пород. Помимо этого, как рассчитал Джордан [299], более богатые железом «неистощенные» гранатовые лерцолиты более плотные, чем «истощенные» лерцолиты, и поэтому теоретически должны залегать в нижней части зоны гранатового лерцолита. Что касается водных и калийсодержащих фаз, экспериментальные работы (например, [438]) показывают, что амфибол будет водосодержащей и калийсодержащей фазой до глубин менее 75 км, а на больших глубинах эти компоненты будут содержаться во флогопите, и поэтому теоретически амфибол будет устойчивым в гарцбургитовой зоне, а флогопит — в зоне гранатового лерцолита, что находится в хорошем соответствии с наблюдаемым распределением этих фаз в перидотитах разных типов. (Однако по существующим представлениям амфиболсодержащий гарцбургит не может рассматриваться как тугоплавкий остаток раннего эпизода выплавления, если не принять, что присутствие амфибола

обусловлено более поздним проявлением метасоматоза, наложенного на ранее образовавшийся остаток.) Кроме того, эксперименты в соответствующих системах, содержащих CO_2 , показали, что карбонат, если он присутствует, в верхах верхней мантии должен быть представлен кальцитом, который по мере увеличения глубины переходит в доломит и магнезит [615, 616]. Помимо этого, фаза пара, сосуществующая с силикатными расплавами, теоретически должна изменяться с глубиной от богатой CO_2 в верхней части верхней мантии до состоящей преимущественно из H_2O в нижних частях.

Что же касается распределения отдельных элементов, то Соболев [543] высказал предположение об изменении химизма перидотитов в зависимости от глубины их образования. Он полагает, что чем больше глубина, тем большие количества хрома входят в состав отдельных минералов, и ссылается при этом на высокохромовые гранаты, хромовые кваниты и высокохромовые пироксены как на подтверждение своей гипотезы. Кроме того, общий баланс массы Земли позволяет полагать, что значение железа как химического элемента повышается по мере увеличения глубины, а предварительные эксперименты при большом давлении с применением мессбауэровской спектроскопии [83] показывают, что железо в верхней мантии значительно менее окислено, чем в земной коре. Далее, непосредственное экспериментирование при очень высоких давлениях показало, что такие элементы, как натрий и калий, могут быть включенными в кристаллические решетки тех минеральных видов, в которые при иных условиях не могли бы войти [503]. Это подтверждается присутствием в клинопироксене, включенном в алмаз, до 0,5 вес. % K_2O [543] и значительных количеств натрия и фосфора в гранатах из эклогитов и гранатовых лерцолитов [45].

В гл. 7 было показано, что эклогиты образовались в широком температурном интервале (хотя при этом следует помнить о неопределенностях в расчетах), а полагая, что температура меняется в соответствии с глубиной, также и в широком интервале глубин, вплоть до 200 км. В соответствии с этим эклогиты (и, в частности, их алмазсодержащие разновидности) могут существовать приблизительно до глубины 200 км, т. е. от верхов гарцбургитовой зоны до глубоких уровней зоны гранатового лерцолита. В модели Кларка и Рингвуда распространение эклогитов ограничено верхней частью верхней мантии. Однако Герни и Харт [234] считают, что высокие температуры образования некоторых эклогитов и эклогитовых включений в алмазе являются реликтовыми и связаны с теми более ранними магматическими эпизодами, в ходе которых вначале было образовано эклогитовое вещество. Они предполагают, что ксенолиты в кимберлитах дают мало прямых свидетельств о типах пород в мантии глубже 175 км. Это противоречит более ранним интерпретациям происхождения высоко-

температурных перидотитов, на которые мы ссылались в гл. 7 (разд. 7.5.1.1.7), и приводит нас к дискуссии о соотношениях и внутренней связи между «неистощенными» и «истощенными» гранатовыми лерцолитами в пределах главной зоны гранатового лерцолита и к концепциям о палеогеотермических градиентах и древних движениях плит.

Используя оценки давления и температуры, полученные для группы нодулей из кимберлитов, теоретически возможно определить пределы P и T , которые можно предполагать для разреза верхней мантии, «исследованного» посредством кимберлитов. В своем первом исследовании Бойд [69], интерпретируя эти оценки для набора ксенолитов из северной части Лесото, полагал, что они определяют «ископаемую геотерму» для верхней мантии позднемелового времени и указывают на перегиб к более высоким значениям dT/dP в более глубоких частях этого мантийного разреза. Этот метод позже был распространен другими исследователями на наборы ксенолитов из разных мест Южной Африки, Якутии, западной части США и севера Канады. Для набора ксенолитов из трубки Таба-Путсоа Бойд [59] показал, что верхний, более холодный конец палеогеотермы очень точно совпадает с нормальным геотермическим градиентом под континентами.

Однако более высокотемпературный (а значит, и более глубокий) отрезок кривой геотермического градиента был проведен на основании данных для ксенолитов, равновесных при более высоких температурах, чем соответствующие нормальному градиенту под континентами (рис. 82). Кроме того, использовались данные для деформированных ксенолитов (в противоположность недеформированным ксенолитам, образующим низкотемпературный отрезок той же геотермы). В других сериях ксенолитов все высокотемпературные лерцолиты также неизменно обнаруживают признаки деформации, причем в серии из Таба-Путсоа деформированные перидотиты содержат более высокие количества таких элементов, как титан, железо, натрий, и рассматриваются как сравнительно «неистощенные» гранатовые лерцолиты. Изгиб высокотемпературного отрезка кривой геотермического градиента Никсон и Бойд [447] объяснили нагреванием за счет сдвиговой деформации в основании литосферы в результате движения плит расколовшейся Гондваны. Деформация высокотемпературных ксенолитов интерпретировалась как следствие движений в основании литосферы, а сравнительно «неистошенная» природа этих пород объяснялась просачиванием флюидов из зоны пониженных скоростей сейсмических волн, находящейся непосредственно под основанием литосферы.

Эта концепция палеогеотермических градиентов, учитывающая движения плит и миграцию мантийных флюидов, была причиной одного из самых интересных в семидесятые годы споров о верхней мантии. В то время как данные современной геотермометрии

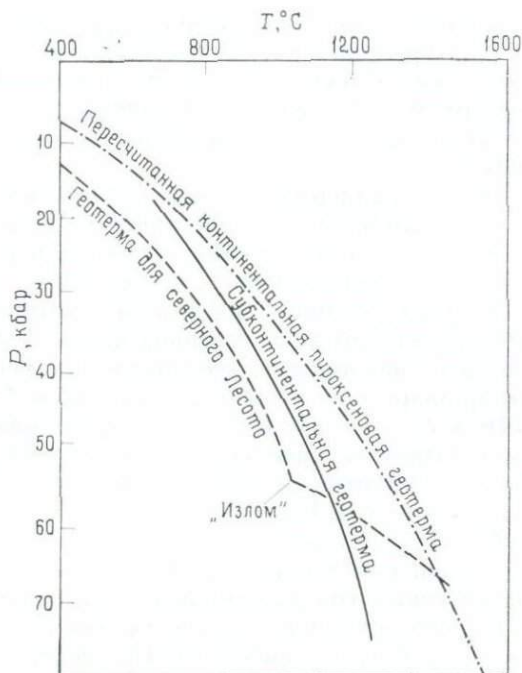


Рис. 82. Диаграмма, показывающая сходство и различие между теоретической субконтинентальной геотермой [98], «изломанной» геотермой Бойда для северного Лесото и пересчитанной континентальной пироксеновой геотермой [400].

и геобарометрии при решении проблемы палеогеотермических градиентов игнорировать невозможно, ее связь с главными тектоническими событиями стоит под вопросом и вызывает серьезные споры. Были выдвинуты разные доводы, отрицающие первоначальные предположения. Вот некоторые из них:

1. Широкие пределы PT -условий равновесия, а также предполагаемые перегибы кривых палеогеотермических градиентов вовсе не являются типичными для всех серий ксенолитов из кимберлитовых интрузий. Например, серии ксенолитов из трубок Матсоку [112] и Булфонтейн [141] имеют очень узкие пределы равновесных температур и давлений (рис. 59) по сравнению с серией из Таба-Путсоа.

2. Некоторые ксенолиты из трубки Булфонтейн деформированы значительно сильнее, чем ксенолиты из трубки Таба-Путсоа, и тем не менее PT -условия равновесия для ксенолитов из трубки Булфонтейн ограничены узкими пределами и попадают на низкотемпературный отрезок кривой геотермического градиента, построенной для ксенолитов из трубки Таба-Путсоа. Таким образом,

между PT -условиями равновесия и степенью деформации не существует однозначной корреляции.

3. Никсон и Бойд [447] обратили внимание на видимую «неистощенность» деформированных нодулей из трубки Таба-Путсоа (т. е. более высокое содержание в них железа, титана и натрия) по сравнению с крупнозернистыми, недеформированными перидотитами, но такая корреляция не была обнаружена в пределах других серий ксенолитов из кимберлитов; отсюда* возникает вопрос, не является ли корреляция, наблюдавшаяся на Таба-Путсоа, чисто местным, а не широко распространенным явлением. В этой связи в дополнение к замечанию о том, что большинство деформированных перидотитов в определенной степени подверглось инфильтрационному метасоматозу, следует также упомянуть о возможности изменения валового состава перидотитов и химизма их минеральных фаз в ходе деформации и перекристаллизации. Концепция диффузионного массопереноса, включая межкристаллический диффузионный массоперенос в качестве ответной реакции на градиент напряжений, не является чем-то новым. Впервые она была предложена более столетия назад Сорби [554] и привлекалась для объяснения химических изменений при деформации пород земной коры [308, 387]. Короче говоря, следует поставить вопрос: являются ли перидотиты, богатые железом и титаном, «неистощенными» или вторично «обогащенными» вследствие метасоматоза или диффузионного массопереноса в пределах узких и локализованных деформированных зон верхней мантии?

4. Существуют указания на изотопную неравновесность деформированных гранатовых лерцолитов [447].

5. Бойд [447] полагал, что корреляция между химическим составом и структурой ксенолитов гранатового лерцолита характерна для основания литосферы и отражает то обстоятельство, что «опробованию» посредством ксенолитов подвергся переход к глубинной, менее тугоплавкой зоне пониженных сейсмических скоростей. Однако определенная зависимость между структурой и фазовым составом ксенолитов, подобная описанной для гранатового лерцолита, была отмечена в ксенолитах менее глубинных шпинелевых лерцолитов из Калифорнии и с острова Нинувак, Аляска [35, 197], из чего следует, что такая корреляция не обязательно ограничена основанием литосферы и может быть также обусловлена процессами, действующими на сравнительно высоких уровнях верхней мантии.

6. Дополнительным признаком деформации перидотитов на малых глубинах служат пироксен-шпинелевые короны вокруг граната в лерцолитах из сателлитовой трубки Летсенг, Лесото [355], где деформация имела место уже после перемещения лерцолита из области устойчивости граната.

7. Деформация лерцолита — это очень изменчивая и иногда очень локальная особенность, так что в ксенолитах из трубки

Буллфонтейн Доусон и др. [148] описали все постепенные переходы от недеформированных лерцолитов к сильно деформированным на расстоянии всего 3—4 см, что вряд ли можно объяснить приуроченностью к крупной тектонической границе, такой, как основание литосферы.

8. Присутствие деформационных текстур в нодулях деформированного гранатового лерцолита обусловлено их сохранностью при быстром подъеме кимберлита. Гётц [216] показал, что такие текстуры несовместимы с тепловым режимом, соответствующим основанию литосферы во время движения плит.

9. Мерсье и Картер [400], исходя из теоретических представлений, утверждают, что изменение наклона кривой геотермического градиента для трубки Таба-Путсоа и других кимберлитовых интрузий представляет собой лишь артефакт, т. е. кажущийся эффект, связанный с приложением данных, полученных при изучении сравнительно простых экспериментальных систем, к более сложным природным системам, и что этот изгиб исчезает когда делаются правильные термодинамические коррекции (рис. 82).

Хотя и кажется, что существуют веские доводы против концепции нагрева при скальвающих деформациях и образования деформированных гранатовых лерцолитов в основании литосферы, а также существует некоторый скептицизм относительно реальности «изломанных» геотерм, данные в пользу высокотемпературных перидотитов все еще незыблемы. Существует ли альтернатива гипотезе образования этих пород путем нагрева при скальвающих деформациях в основании литосферы? В модели Бойда и Никсона безоговорочно принимается, что высокотемпературные перидотиты происходят с больших глубин. Альтернативное объяснение было предложено Грином и Гугеном [225], которые изгиб геотермы связывали с подъемом мантийного диапира. По их модели высокотемпературные перидотиты образуются во внутренней части верхнемантийного теплового ореола, окружающего поднимающийся диапир. Движениями вдоль границ поднимающегося диапира можно объяснить деформационные текстуры, которые видны в таких перидотитах, а изменения в их химизме можно приписать движению флюидов вдоль этих границ.

Еще одна альтернативная модель была предложена Герни и Хартом [234], причем она не только представляет собой попытку объяснить генезис высокотемпературных метасоматизированных перидотитов, но и дает объяснение образованию мегакристаллов. Эти авторы полагают, что на глубине в верхней мантии происходит сравнительно локализованное плавление при температурах чуть выше тех, при которых образовались высокотемпературные мегакристаллы (т. е. 1400—1500°C). Затем магма интрузирует на более высокий уровень, создавая на этом уровне горизонтальный градиент температур. Широкий интервал температур образо-

вания и химического состава, устанавливаемый для мегакристаллов, является результатом дифференциации магмы при остывании на этом более высоком уровне, кроме того, возможно, существуют вариации скорости охлаждения в результате локальных движений и инъекции магмы. При этом могли сформироваться пегматитовые тела, в результате дезинтеграции которых получались мегакристаллы, попавшие в кимберлит. Кимберлитовая магма представляет собой самый поздний расплав, образовавшийся путем дифференциации магмы, из которой кристаллизовались мегакристаллы, и в некоторых случаях кимберлит, выносивший на поверхность мегакристаллы и другие нодулы, мог происходить из той же самой магмы, из которой до того выделились мегакристаллы. В этой модели, как и в модели Грина и Гугена [225], предполагается, что высокотемпературные перидотиты образуют оболочку вокруг интрузирующей и выделяющей мегакристаллы магмы и что они образуются из нормальных гранатовых лерцолитов, а их деформационные и высокотемпературные характеристики вызваны интрузией магмы. Своеобразие химизма этих пород, возможно, объясняется метасоматическим обменом между магмой и термально-метаморфизованной вмещающей породой. Предлагаемый генезис высокотемпературных перидотитов за счет вмещающих пород, вероятно, может объяснить изотопную неравновесность [7], а также их тенденцию тесно группироваться по значениям P и T отдельно от остальных перидотитов из тех же интрузий. По модели Герни и Харта [234] остальные перидотиты и пироксениты считаются произошедшими из верхней мантии за пределами магматических ореолов. В обеих моделях — Грина и Гугена [225] и Герни и Харта [234] — текстуры высокотемпературных нодул, само наличие этих высокотемпературных нодул, а также явный перегиб на расчетных кривых геотермических градиентов приписываются вертикальной миграции горячего вещества верхней мантии на более высокий уровень в пределах мантии, а не горизонтальным движениям в основании литосферы. Все три рассмотренные модели в виде диаграммы показаны на рис. 83.

Кроме вертикальных вариаций, упомянутых при обсуждении этих моделей, имеются некоторые, довольно слабые признаки латеральных вариаций в пределах верхней мантии под южной частью Африки вкост окраин кратона Каапвааль. Содержание Al_2O_3 в ортопироксенах из ксенолитов крупнозернистого гранатового перидотита обычно оказывается более низким для кимберлитов в центре этого кратона и возрастает в направлении его окраин, достигая самых высоких значений для кимберлитов складчатого пояса, окружающего кратон [234]. Помимо этого, алмазные кимберлиты ограничены в своем распространении кратоном, тогда как в циркумкратонном складчатом поясе кимберлиты не алмазоносны [132]. Полагают, что эти особенности обуслов-

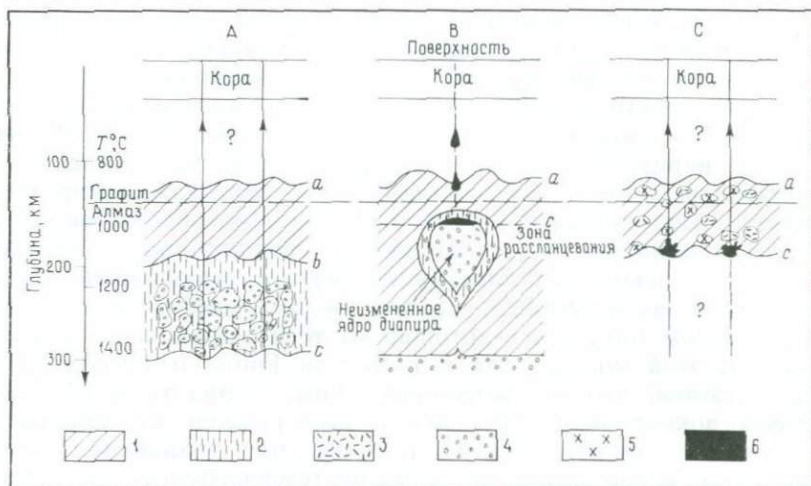


Рис. 83. Схематические вертикальные разрезы, иллюстрирующие три альтернативные модели верхней мантии, «опробованной» посредством кимберлита. А — модель Никсона и др. [453] и Бойда и Никсона [71]; В — модель Мерсье [399]; С — модель Герни и Харта [234]. Вертикальными линиями со стрелками показаны пути подъема кимберлита. Температурная шкала относится к температурам окружающей среды, возрастающим с глубиной, и не учитывает влияния интрузий (модели В и С). Обозначения границ: *a* — верхний предел значительных поступлений образцов гранатовых перидотитов; *b* — нижний предел поступления крупнозернистого перидотита и флоголита, а также кровля слоя низких скоростей и «излом» геотермы по модели А; *c* — приблизительный нижний предел поступления мантийных образцов. Границы изображены волнистыми линиями, чтобы показать существующую неопределенность в оценках температур и соответствующих глубин. Зоны расщепления и метасоматоза вокруг интрузий магмы в модели С не показаны. Зона между границей *a* и основанием земной коры, по-видимому, определяется переходом дунит—гарцбургит.

1 — обычный «истощенный» перидотит; 2 — высокотемпературный «неистощенный» перидотит; 3 — зона магмы с мегакристаллами; 4 — пироксенит; 5 — эклогит; 6 — интрузии магмы.

лены различиями в толщине литосферы и в тепловом потоке между кратонами и циркумкратонными складчатыми поясами.

В заключение следует подчеркнуть, что в Южной Африке серия включений в докембрийских кимберлитах и фазы, включенные в алмазах, в основном подобны таковым, содержащимся в значительно более молодых меловых кимберлитах [118, 578]. Это означает, что мы не располагаем свидетельствами о крупных изменениях в литологическом составе верхней мантии под Южной Африкой за период около тысячи миллионов лет. Однако Дейнс (в печати) полагает, что имеются признаки негомогенности изотопного состава углерода в мантии, и указывает на существенные вариации средних значений $\delta^{13}\text{C}$ для алмазов из разных тру-

бок. Так, алмазы из трубки Премьер в среднем имеют более низкие $\delta^{13}\text{C}$ ($-1,1\text{‰}$) по сравнению с алмазами из меловой трубки Дан-Карл в районе Беллсбанк. Это позволяет предполагать, что хотя за последние 1000 млн. лет не произошло каких-либо заметных изменений в литологии мантии под Южной Африкой, в ней совершились изменения на изотопном уровне.

9.2. Процессы, протекающие в верхней мантии

а. Признаки движений в верхней мантии. Выше на основании текстур нодулей был сделан вывод, что в верхней мантии происходят движения. Текстуры деформированных ксенолитов являются результатом деформации в анизотропном поле одностороннего напряжения и интерпретируются как результат сверхпластичного течения в верхней мантии. Эти текстуры, которые теперь можно видеть в ксенолитах деформированных перидотитов, не сохраняются долго при температурах, свойственных верхней мантии, и поэтому сам факт их сохранности рассматривается как указание на то, что деформация была связана с кимберлитовым магматизмом и происходила непосредственно перед попаданием нодулей в кимберлит, а также, что они были быстро вынесены на поверхность [53]. Признаки более ранних проявлений деформации в верхней мантии можно усмотреть в том, что а) некоторые ксенолиты имеют сильно выраженную предпочтительную ориентировку оливина и ортопироксена (так называемая пластинчатая гранобластовая структура) и что б) в некоторых редко встречающихся крупнозернистых лерцолитах крупные деформированные мегакристаллы ортопироксена имеют полосы изгибания и волнистое погасание, а ассоциирующийся с ними оливин явно дорастал уже после образования исходной порфирокластической структуры. Присутствие деформированных мегакристаллов ортопироксена в гранатовых лерцолитах эксклюзивного происхождения (в которых еще сохраняются реликты порфирокластов ортопироксена с выделениями граната и клинопироксена вдоль полос изгибания трещины отдельности) является свидетельством более раннего периода сильной деформации, когда скорость деформации превысила способность ортопироксена отвечать на напряжение перекристаллизацией [152]. Этими примерами мы и ограничим перечисления доказательств ранних проявлений деформации в верхней мантии, которые не связаны с кимберлитовым магматизмом.

Имеется также ограниченное число свидетельств в пользу наличия хрупких текстур в верхней мантии. Некоторые ксенолиты полосчатых эклогитов характеризуются неизометричной формой причем очень часто их длинные оси, предположительно параллельные какой-то системе трещиноватости, образуют большой

угол с полосчатостью, наблюдаемой в нодулях. Это могла быть система близко расположенных трещин отдельности, которая возникла в эклогите перед его попаданием в кимберлит. Выше упоминались трещины в ортопироксенах; еще одним примером являются прожилковатые и метасоматизированные перидотиты, в которых жилки слюды, амфибола и диопсида инъецированы вдоль плоскостей отдельности внутри нодулей [136]. Существование плоских трещин отдельности, которые действовали как поверхности охлаждения высокотитанистых расплавов, предполагается в неравновесных нодулях района Велтвреден [487] (см. разд. 7.5). Кроме того, если силикатно-ильменитовые сростки интерпретировать как произошедшие из пегматитов, то мы должны сделать вывод о наличии в верхней мантии небольшого растяжения, сопровождающегося хрупкой трещиноватостью, которое, возможно, связано с гидравлическим давлением внедряющихся расплавов.

Существование в верхней мантии других движений можно предполагать на основании структур некоторых ксенолитов, а также химизма минеральных фаз. Например, двупироксен-шпинелевые короны вокруг гранатов в гранатовых лерцолитах являются результатом перемещения гранатового лерцолита из области устойчивости граната в область устойчивости глиноземистой шпинели. Теоретически это могло иметь место либо при спаде давления, либо при возрастании температуры (или одновременном воздействии того и другого), но, поскольку сосуществующие фазы не позволяют предположить повышение температуры, эта реакция рассматривается как результат понижения давления, сопутствующего медленному подъему гранатового лерцолита из области его стабильности. Имеются также признаки реакций прогрессивного метаморфизма в верхней мантии, например образование под действием давления гранатовых лерцолитов путем экссолюции граната и ортопироксена из ранее существовавшего «неистощенного» гарцбургита [136], образование гранатовых гарцбургитов путем прогрессивного метаморфизма гипотетичных хромит-гарцбургитовых кумулятов [151], а также эволюционный путь изменения PT -условий равновесия некоторых кианитовых эклогитов (рис. 78). Были ли эти реакции прогрессивного метаморфизма связаны с крупномасштабным конвекционным подъемом или же с древними зонами субдукции, остается предметом для размышлений.

б. Метасоматоз в верхней мантии. Число доказательств метасоматоза в верхней мантии постоянно растет (см. разд. 7.5.1.3); представляется очевидным, что он не ограничивается исключительно той частью мантии, которая была «опробована» посредством кимберлитов; метасоматоз признан, например, для серии ксенолитов из восточноафриканских анкарамитов [499], для ксенолитов из вулканитов района Эйфеля, ФРГ [353], для ксеноли-

тов из щелочных базальтов западной части США [41]. Как уже упоминалось в некоторых случаях, в перидотитах обнаруживается значительный привнос таких элементов, как K, Rb, Ba и т. п., а для ксенолитов из вулкана Лашайне предполагается, что метасоматоз был наложен уже после процесса истощения вещества [499]. Бётчер и др. [51] высказались более решительно, предположив, что вообще все ксенолиты в некоторой степени претерпели метасоматоз и поэтому они мало представительны для большей части мантии и что модели, основывающиеся на такого рода данных, изображают верхнюю мантию более богатой некогерентными элементами, чем это есть на самом деле. Доводы этих авторов находятся в противоречии с принятой концепцией о том, что большинство ксенолитов обеднено названными элементами относительно первичного мантийного лерцолита.

Другой фактор, который следует иметь в виду,— это масштаб явлений. Проявления метасоматоза непосредственно наблюдаются в ксенолитах в контактах мелких трещинок, выполненных слюдами, амфиболом, рутилом, ильменитом и т. д. Весь ксенолит, который содержит значительное количество таких фаз, считается более полно метасоматизированным. Однако остается открытым вопрос, представляют ли собой эти ксенолиты обломки обширной области верхней мантии, претерпевшей процесс, который был сродни гранитизации, как полагают Ллойд и Бейли [353], или же мы имеем дело с продуктами локального проявления метасоматоза в ореоле магматического тела, интродуцирующего в верхнюю мантию. Было бы очень важным определить время проявления метасоматоза относительно какого-либо более раннего эпизода магматической активности.

9.3. Нижняя кора

В настоящее время единодушно признается, что глубокие части земной коры, те, которые поставляют ксенолиты в диатремы, выполненные кимберлитами и щелочными базальтами, состоят главным образом из пород гранулитовой фации [217, 135]. Можно предположить, что они подстилают толщу гранитов и зеленокаменных пород складчатых поясов, которые часто оказываются наиболее глубоко эродированными горными породами в областях кратонов. Ксенолиты гранулитов во многих отношениях похожи на породы гранулитовой фации, наблюдаемые в циркумкратонных складчатых поясах, хотя Гриффин и др. [229] отмечали большие содержания жадеитового компонента в пироксенах из ксенолитов по сравнению с его нормальным содержанием в том же минерале пород гранулитовой фации. Не исключена возможность, что ксенолиты представляют собой породы, переходные к коровым эклогитам. И действительно, в диатремах северной части Лесото среди

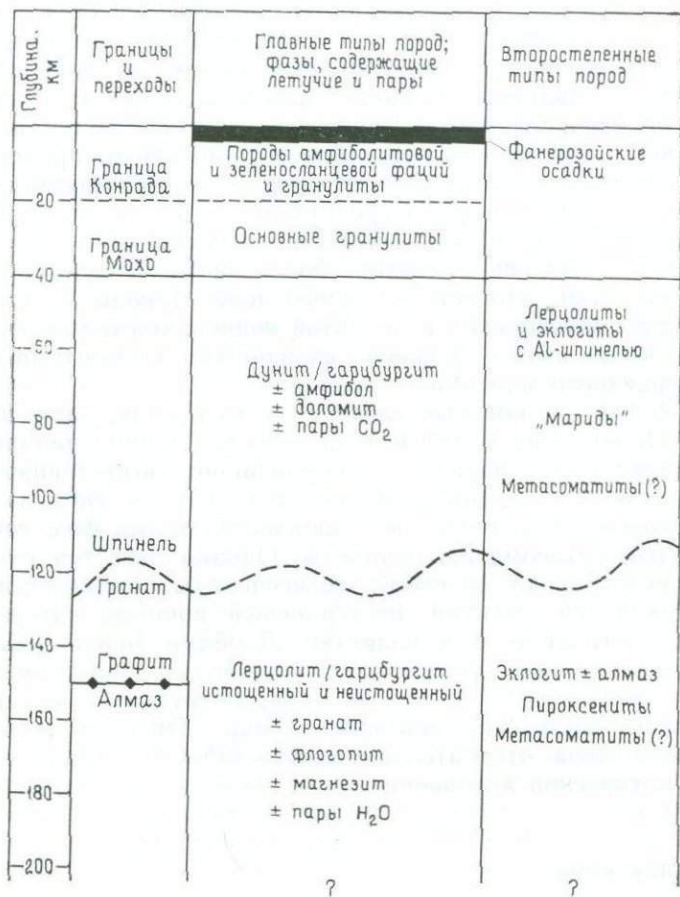


Рис. 84. Распределение главных и второстепенных типов горных пород, а также парообразных фаз и фаз, содержащих летучие, в литосфере под кратами. Переход шпинель—гранат показан волнистой пунктирной линией, чтобы подчеркнуть неопределенность в экспериментах. Распределение теоретически возможных минеральных видов карбонатов основано на экспериментальной работе Уидли [616]. Глубина границы Конрада определена с помощью сейсмических исследований на Южно-Африканском кратоне [248].

ксенолитов были найдены все переходные разновидности в отношении как минерального, так и химического состава между гранулитами и эклогитами [229]. Представляется возможным такое объяснение: нижняя часть земной коры под северным Лесото состоит из существенно основных пород, метаморфизованных под влиянием *PT*-условий, менявшихся по интенсивности от гранулитовой до эклогитовой фации.

Интересно, что, несмотря на образование гранулитов в условиях относительно высоких давления и температуры, они содержат определенное количество летучих как в форме флюидных включений CO_2 [576], так и в форме радикалов CO_3^{2-} и SO_4^{2-} в скаполите [217].

Происхождение гранулитов глубинных частей земной коры является предметом спора. Одна теория утверждает, что они представляют собой простые эквиваленты базальтовых и габброидных пород, отвечающие высокому давлению. Другая теория, сторонником которой является и автор, рассматривает основные гранулиты как остаточные породы, образовавшиеся при анатектическом плавлении более кислых пород, сопровождавшемся отделением гранитоидных компонентов, которые мигрировали в верхнюю часть земной коры [135].

9.4. Заключение

Верхняя мантия Земли петрографически сложна. В пределах двух главных зон, гарцбургитовой и гранат-лериолитовой, которые сами по себе характеризуются химическими и структурными неоднородностями различного масштаба, присутствуют более мелкие тела различных менее ультраосновных пород, таких, как пироксениты, эклогиты, «мариды», представляющих собой застывшие расплавы. В них также выявляется неоднородность мелкого масштаба. Интрузии магмы в определенных областях верхней мантии иногда сопровождались расланцеванием и метасоматозом. Инъекциям магмы могли сопутствовать как хрупкие, так и пластичные деформации. Хрупкая деформация в ряде случаев открывала пути для проникновения флюидов, которые консолидировались в верхней мантии в виде жилок и, возможно, пегматитов. Помимо дифференциальных движений, связанных с инъекциями магмы, имеется ограниченное число указаний на движения, перемещающие вещество (конвекция? или субдукция?) из области относительно низких давлений в область более высоких давлений. Короче говоря, все возрастает объем данных, указывающих на то, что вертикальные и латеральные неоднородности и процессы, аналогичные тем, которые действуют в нижней коре, имеют место и в верхней мантии.

На рис. 84 представлена рабочая модель распределения в литосфере под кратонами главных и второстепенных типов пород и возможных дополнительных твердых и газообразных фаз.

ГЕНЕЗИС КИМБЕРЛИТОВ

10.1. Три гипотезы

В предыдущих главах, посвященных петрологии и минералогии, было показано, что кимберлит представляет собой гибридную породу, которая состоит из кристаллов раздробленных пород верхней мантии или выкристаллизовавшихся из ультраосновной магмы, находящихся в переменных количественных соотношениях, и цементирующих их продуктов поздней кристаллизации той же магмы. Поскольку значительная часть фенокристаллов в кимберлитах по своему составу в общих чертах сходна с обломками перидотита (за исключением таких характерных особенностей, как высокие содержания титана и низкие хрома), главное в проблеме генезиса кимберлитов, как будет видно в дальнейшем, — это происхождение фенокристаллов и самой кимберлитовой основной массы. В частности, проблема заключается в источнике и причинах концентрации в основной массе высоких количеств несовместимых химических элементов (см. гл. 5), что собственно и требует объяснения.

За последние несколько лет были предложены три гипотезы образования кимберлита, а именно:

1. Гипотеза зонной плавки, которая первоначально была выдвинута Харрисом [254], а затем разрабатывалась Харрисом и Миддлмостом [255]. Эта гипотеза предполагает, что расплав (состав которого не указывается) образуется на глубине порядка 600 км. Будучи динамически неустойчивым в гравитационном поле Земли, этот расплав перемещается вверх по механизму обрушения кровли или зонной плавки (последний аналогичен применяемому в металлургическом рафинировании). При движении такого магматического тела вверх его главные химические компоненты более или менее подчиняются равновесию, существующему при данном давлении между этим расплавом и начальной выплавкой. Однако несовместимые элементы (т. е. элементы, неспособные легко входить в главные минералы ультраосновных пород) будут непрерывно накапливаться в расплавах. По мере подъема расплава он в конце концов вступает в область более низких температур, где будет претерпевать частичную кристаллизацию и уменьшение в объеме, что сопровождается фракционированием и ростом концентрации таких остаточных элементов, как K, Rb, Cs, Ba, La и Pb. Дополнительное воздействие летучих компонентов (H_2O , CO_2 и F) должно понижать температуру затвердевания.

Этот остаток Харрис и Миддлмост [255] и рассматривают как кимберлит, а поскольку расплав содержит высокие концентрации летучих, считается, что он способен к взрывному внедрению с больших глубин.

Эксплозивный способ внедрения кимберлита с большой глубины находится в противоречии с интрузивным обликом подводящих даек (см. разд. 3.7); можно привести и другие возражения против возможности процесса, описанного выше. Они следующие: а) эта гипотеза не учитывает физически двухкомпонентный состав кимберлита, хотя и признает его гибридную природу с химической точки зрения; б) представляется очевидным, что продукты зонной плавки мантии должны быть проявлены более широко и в больших количествах, что не соответствует наблюдаемым незначительным объемам кимберлитов и других редких типов калиевых лав, происхождение которых Харрис и Миддлмост [255] также приписывают зонной плавке.

2. Другой процесс, который можно назвать процессом образования магматического остатка, одно время пользовался очень широким признанием (например, [457]). Эта гипотеза образования кимберлита предполагает, что частичное плавление гранатового перидотита (гранат + хромовый диоксид + энстатит + оливин), в которое вовлекается фракция гранат + диоксид, на глубинах 80—100 км приводит к образованию расплава, имеющего состав пикритового базальта, а тугоплавкая фракция оливин + энстатит остается в виде дунита или гарцбургита. Предполагается, что фракционная кристаллизация пикритового базальта при высоких давлениях должна дать двуминеральные эклогитовые кумуляты и дополнительно серию бедных кремнекислотой щелочных остаточных расплавов, имеющих геохимические характеристики кимберлита или других редких ультраосновных калиевых лав. Ассоциация ксенолитов гранатового перидотита (потенциальной исходной породы, широко распространенной в верхней мантии) и ксенолитов эклогита (возможных кумулятов, выделившихся из частичной выплавки при высоком давлении) с кимберлитовой основной массой (остаточным флюидом предполагаемого фракционирования при высоком давлении) делает эту гипотезу чрезвычайно привлекательной. Два главных возражения заключаются в том, что: а) ассоциация гранат + клинопироксен + энстатит + оливин является «истощенной» в том смысле, что содержит лишь незначительные количества таких окислов, как K_2O , TiO_2 , CO_2 и P_2O_5 , которые явно концентрируются в основной массе кимберлита, а потому не может считаться идеальным исходным веществом и б) существует проблема, связанная с возрастом ксенолитов. Если, согласно вышеизложенной схеме, гранатовый перидотит должен рассматриваться как более древний материал (и, следовательно, попавший в кимберлит в качестве ксенолитов), эклогиты следует считать образовавшимися одновременно с оста-

точным флюидом, а это противоречит данным геохронологии о том, что эклогиты значительно древнее вмещающих их кимберлитов и не находятся с последними в изотопном равновесии. Однако мы все же должны признать, что фракционирование граната и пироксена (вместе с оливином, ильменитом и, возможно, с флогопитом), как и предполагается, имеет место при формировании кимберлита, но эта мегакристаллическая гранат-пироксеновая ассоциация (так называемые грикванты, см. разд. 8.1) не является эклогитом в том смысле, в каком эта порода первоначально характеризовалась О'Харой и Йодером [457].

3. Очень ограниченный объем кимберлита указывает на то, что эта порода является либо конечным остаточным продуктом длительного процесса фракционирования, либо продуктом очень незначительной по объему частичной выплавки. Выше в самых общих чертах были приведены некоторые доводы против гипотезы магматического остатка; образование кимберлита в результате начальной стадии плавления будет рассмотрено ниже. Доусон [133] доказывал, что флогопитсодержащий гранатовый лерцолит был той самой потенциально исходной породой, титановый флогопит которой послужил источником многих несовместимых элементов (K, Ti, Rb, Ba), концентрирующихся в кимберлите. Впоследствии было высказано предположение, что в области, рассматриваемой как источник кимберлита, должен присутствовать карбонат, вероятно, в форме магнезита или кальцита. В гипотезах, рассмотренных Уилли [615] и Эгглером и Вендландтом [173], наиболее благоприятной исходной породой для образования кимберлита предполагается флогопит-карбонат-гранатовый лерцолит.

Если считать, что кимберлит действительно образуется при частичном плавлении вещества верхней мантии, то существует множество факторов, которые должны воздействовать на состав расплава как с самого начала процесса плавления, так и при подъеме и конечной консолидации расплава. Эти факторы следующие: а) состав исходного вещества верхней мантии; б) состав газовой фазы, присутствовавшей при плавлении; в) глубина, на которой плавление имеет место; г) степень плавления исходного вещества, а также, было ли плавление частичным или фракционным; д) способ подъема, ступенчатый или прямой; е) выпадение и фракционирование во время подъема различных фаз; ж) потеря летучих и подвижных элементов во время внедрения и, возможно, при взаимодействии с вмещающими породами; з) наличие ксенолитов как в мантии, так и на относительно высоких уровнях; и) взаимодействие с грунтовыми водами во время внедрения; к) просачивание грунтовых вод уже после консолидации расплава. Взаимодействие всех этих факторов бывает разнообразным и часто очень сложным.

При рассмотрении состава расплавляющейся мантии представляется очевидным, что в области источника должны быть веще-

ства, содержащие в соответствующих количествах К, Ti, Ba, а также H_2O и другие летучие компоненты [133], и что с этой точки зрения флогопит-карбонат-гранатовый лерцолит является идеальным исходным материалом. Незначительное поступление тепла на глубинах около 300 км могло дать очень небольшое количество расплава, в составе которого преобладали бы те вещества, которые получаются при плавлении флогопита. Весьма своеобразный характер распределения редкоземельных элементов в кимберлите согласуется с участием в образовании этой породы слюды, а также диопсида, о чем убедительно свидетельствуют данные по изотопии стронция и редких земель [426, 424]. Если в газовой фазе главным компонентом была вода, то вокруг частично расплавленной области она могла вызвать незначительное гидролитическое ослабление вмещающих пород. Используя распространяющиеся микротрещины, расплав мог бы затем подняться на глубины порядка 200 км, где процесс плавления дополнительно осложнился бы вовлечением в него карбоната и выделением CO_2 [616]. Расплав, кимберлитовый по своему характеру, здесь стал бы более насыщенным парами CO_2 , а легкие редкоземельные элементы предпочтительно переходили бы в газовую фазу по сравнению с твердой или жидкой [603]. Участие CO_2 изменило бы отношение $X_v CO_2/H_2O$, что оказало бы фундаментальное воздействие как на тип расплава, который мог быть генерирован впоследствии, так и на характер твердых фаз, кристаллизующихся из уже образованной магмы. Дальнейшее выделение CO_2 усиливало бы раскрытие и распространение трещин. Как отмечал Андерсон [13], существует определенная связь между трещиной и наличием флюида, поскольку острие трещины не может продвигаться быстрее, чем флюид в канале, питающем эту трещину; скорость движения флюида ограничена его вязкостью, а летучие фазы, скапливающиеся в острие трещины, ускоряют ее рост. Трудно установить, что представлял собой начальный расплав по своему химическому составу, хотя не подлежит сомнению, что он был высококалийным и недосыщенным.

Многие авторы (например, Доусон [133], Элтон и Ридли, [178], Герни и др. [233]) считали фракционирование кристаллов причиной изменения поднимающейся кимберлитовой магмы. Выпадающими фазами являются оливин, титановый энстатит, низкохромовый диопсид, ильменит, титанистый пироп и, возможно, титанистый флогопит. При этом отношение оливина к энстатиту зависит от парциального давления паров H_2O и CO_2 и предположительно может меняться в зависимости от баланса этих двух компонентов. Однако возникает вопрос: могли ли эти мегакристаллы выделиться из быстро поднимающейся магмы, или же, наоборот, следует допустить, что при ее подъеме была какая-то стадия задержки? Сложные по составу включения, образованные мегакристаллами, весьма убедительно указывают на фракциони-

рование в сравнительно спокойной магматической камере, где выпадающие фазы могли срастаться и взаимно прорасти одна другую. Это, однако, противоречит предположению о быстром подъеме магмы, высокая скорость движения которой, в частности, необходима для удержания во взвешенном состоянии обладающих большей плотностью мегакристаллов и ксенолитов в менее плотной магме. И тем не менее действительно ли необходим быстрый подъем? Он необходим только в том случае, если поднимающаяся магма является ньютоновской жидкостью. Однако если она ведет себя как жидкость Бингема, то должна характеризоваться значительно более высокой скоростью сдвига и способна нести во взвешенном состоянии значительно более плотные включения. Кроме того, жидкость Бингема способна передавать напряжение, и переносом включений в такой жидкости можно было бы объяснить, например, деформацию, наблюдаемую в мегакристаллах некоторых минералов (см. гл. 8).

Для большинства кимберлитов следует предположить, что близповерхностная обстановка является одной из причин, вызывающих в них сложные химические реакции. Реакционные каймы вокруг ильменита и шпинели свидетельствуют о быстрых изменениях активности кислорода, а также Mg, Ti, Fe, Al [244, 49]. Кроме того, на обогащение остаточного расплава CO_2 указывает взаимодействие кальцита, циркона и ильменита с образованием цирконолита [482], а также кристаллизация в быстро охлаждавшихся кимберлитовых расплавах кальцита и диоксида, образование которых более вероятно, чем мелилита, поскольку последний неустойчив в присутствии больших количеств CO_2 [617]. И наконец, последним стадиям консолидации будет сопутствовать большое число низкотемпературных реакций, таких, как серпентинизация оливина, серпентинизация ранее выделившегося кальцита [103] и образование хизлевудита и борнита при взаимодействии серных паров с никелем и медью, освобождающимися при серпентинизации [49]. Помимо этого, межзерновые и внутризерновые вариации химического состава, отмеченные в таких минералах, слагающих основную массу, как слюды [536] и окислы, указывают на неравновесность в микромасштабе. Достижению равновесия, по-видимому, препятствовало быстрое охлаждение остаточных расплавов при формировании диатрем. Летучесть кислорода (около 10^{-20} бар) во время образования основной массы свидетельствует о том, что кимберлитовые магмы были сильно восстановлены [418].

10.2. Взаимоотношения кимберлитов с породами других типов

В гл. 1 было показано, что кимберлиты по времени своего образования ассоциируются с другими редкими типами пород, такими, как оливиновый мелилитит, оливиновый нефелинит и карбо-

натит, хотя пространственно эти породы от кимберлита отделены. То, что кимберлит образовался в зоне гранатового лерцолита верхней мантии, не является исключением, поскольку ксенолиты гранатового лерцолита находили в альнёите [374, 449], в оливновом мелилитите [433], в анкарамите и карбонатите [132] и в базаните [6, 591]. Однако кимберлиты непохожи на все эти типы пород тем, что их распространение ограничено кратонами. Кратоны представляют собой области, которые испытали воздействие многочисленных фаз вулканической активности, т. е. такие участки литосферы, где, начиная с раннего докембрия, значительные количества материала были вынесены из верхней мантии в земную кору. Отсюда можно сделать вывод, что под кратонами существует мощный слой истощенной мантии и что эта истощенная зона продолжается до больших глубин, чем под окружающими кратон складчатыми поясами, континентальными окраинами или океанами. Как полагают, эта зона истощенной мантии настолько мощная, что при тепловом воздействии, порождавшем кимберлит, плавление могло осуществляться только на значительной глубине, такой, которая соответствовала образованию кимберлитовой, а не какой-либо иной близкой к ней магмы. Это согласуется с данными о том, что некоторые из ряда встреченных в кимберлите ксенолитов (например, алмазоносные ксенолиты) образовались на более глубоких уровнях, чем остальные ксенолиты, а также с тем, что нефелиновые, мелилитовые и базанитовые расплавы могут быть получены экспериментально, путем частичного плавления гранатового лерцолита при давлениях более низких, чем требуются для образования алмаза [503]. Кроме того, различия в составе между кимберлитами и другими типами горных пород, объемы которых очень невелики, помимо фактора глубинности могут объясняться также разным составом мантийного источника и различной степенью его плавления. Можно утверждать, например, что сравнительно низкий тепловой поток под кратонами будет давать очень ограниченные количества частичной выплавки за счет флогопита, почему и будут образовываться кимберлитовые расплавы, богатые K_2O , TiO_2 , BaO и H_2O , тогда как режим более высокого теплового потока в складчатых поясах, окружающих кратоны, приведет к большей степени частичного плавления, в результате чего в образующейся выплавке флогопитовый компонент дополнится Na , Ca , Al (вместе с Mg , Si , Fe , Cr) за счет плавящихся диоксида и граната. При этом возникнут более высокие, чем в кимберлите, отношения Na/K , Ca/Mg и повысится содержание Al_2O_3 , что характерно для нефелинита и мелилитита. Далее, представляется очевидным, что большее значение имеют и модальные соотношения минеральных фаз в исходных породах мантии. Исходное вещество, лишенное флогопита, никогда ни породило бы кимберлит, но оно может быть родоначальным для нефелинитов или мелилититов. В общем для

образования кимберлита требуются присутствие флогопита в исходном гранатовом лерцолите, большие глубины, совпадающие с областью устойчивости алмаза, и вместе с тем низкая степень частичного плавления. Эти необходимые условия характерны для древних кратонов, возможно, благодаря их предшествовавшему истощению и низкому тепловому потоку в верхней мантии под этими областями. Наличие в пределах кратонов районов развития кимберлитовых интрузий, чередующихся с районами развития слюдяных кимберлитов (гл. 4), указывает на вариации содержания флогопита в той зоне, которая служила источником кимберлита. В свою очередь эти вариации могут отражать спорадичность проявлений более раннего метасоматоза в верхней мантии.

10.3. Взаимоотношения кимберлитов с карбонатитами

Гипотеза о том, что кимберлиты и карбонатиты тесно связаны между собой, возникла давно. Первоначально ее появлению способствовало то, что богатые карбонатом дайки магматического происхождения пересекают кимберлит трубки Премьер, ЮАР [117]. Образцы из этих даек были изучены вместе с другими карбонатитами в рамках выполненного Хигази [277] геохимического исследования карбонатитов. Проведенное позднее определение изотопного состава стронция в кальцитах из кимберлита показало, что по изотопии они сходны с карбонатитами (см. гл. 5). Оказалось также, что богатые кальцитом кимберлиты из силла Бентфонтейн в районе Кимберли имеют такие же отношения Th/U и содержания легких редкоземельных элементов, что и карбонатиты [138]. Кроме того, Рабер и Хаггерти [482] полагают, что карбонатитовые флюиды вступали во взаимодействие с ильменитом и цирконом в кимберлитах, образуя вторичные перовскит и цирконолит. И тем не менее против родства карбонатитов и кимберлитов могут быть выдвинуты следующие возражения. Если рассматривать вопрос в региональном масштабе, то настоящие кимберлиты не были встречены в пределах карбонатитовых комплексов и, за исключением провинции Арканзас и провинции Пиландсберг (последняя включает кимберлиты трубки Премьер), кимберлиты встречаются в тектонической обстановке, отличающейся от обстановки, характерной для карбонатитовых комплексов. Распространение последних обычно ограничено рифтовыми долинами, расположенными в пределах складчатых поясов вокруг кратонов (гл. 1). Если же смотреть более детально, то, согласно Митчеллу [423], даже наиболее богатые карбонатом кимберлиты лишены минералогических особенностей, характерных для карбонатитов, и не содержат натриево-железистых силикатов и минералов, богатых ниобием, но содержат первичный серпентин, а шпинель, там где она присутствует, обычно представлена магнети-

том, в то время как карбонатиты содержат титанистый магнезио-феррит-магнетит. В общем существует мало доказательств *генетической связи* кимберлитов и карбонатитов. Однако справедливость требует отметить, что и кимберлиты, и карбонатиты, находящиеся в пределах щелочных комплексов, характеризуются присутствием высокотемпературного кальцита, который неразличим по своему изотопному составу, содержанию элементов-примесей, своеобразной морфологии и способности образовывать сегрегационные тела (возможно, при несмесимости жидкостей). Насыщенные CO_2 кимберлитовые и нефелинитовые родоначальные магмы образуются в верхней мантии, так что сходство изотопного состава и содержания элементов-примесей, отмечаемое в выделившихся из них карбонатных сегрегациях, указывает лишь на общее мантийное происхождение. Характерные химические особенности минералов основной массы кимберлита и карбонатита, таких, как слюда [537] и высокомагнезиальный ильменит [395], по-видимому, отражают параллельно, но сходным образом протекавшие кристаллизационные и реакционные процессы, которые имели место в высокотемпературных карбонатных сегрегациях, несмотря на их разное происхождение.

10.4. Кимберлит и алмаз

Хотя существуют некоторые, довольно скудные данные об алмазах, происходящих из горных пород, отличающихся от кимберлита [136], последний до сих пор остается наиболее богатым источником алмазов на Земле. В настоящее время главный предмет споров заключается в том, являются ли алмазы ксенокристаллами, происходящими из подвергшихся разрушению алмазоносных эклогитов и перидотитов, или же они представляют собой фазу фенокристаллов, выделившуюся из кимберлитовой магмы. Обе точки зрения имеют своих защитников. Доводами в пользу ксенокристаллического происхождения служит частое присутствие в некоторых кимберлитах алмазов, которые были пластично деформированы и, вероятно, имели длинную, сложную историю (см. гл. 6), а также тот факт, что возраст алмазов из меловых кимберлитов определен как докембрийский [327]. Кроме того, в качестве доказательства отмечалось [507], что сходство химического состава минеральных включений в алмазе с теми же минералами из эклогитовых и перидотитовых ксенолитов указывает на их происхождение из разрушенных алмазоносных эклогитов и гранатовых перидотитов [543]. Сторонники ксенокристаллической теории полагают, что кимберлит является всего лишь посредником, с помощью которого алмаз транспортируется из мантии к поверхности, и утверждают, что причиной того, что из всех магматических пород алмаз встречается только в кимберлите,

является глубина зарождения магм: лишь у кимберлитовой магмы она достаточно велика, чтобы ею были захвачены куски алмазонасной мантии.

Сторонники фенокристаллической теории отмечают, что определенные характерные особенности алмазов могли возникнуть только при их кристаллизации из расплава. Доводами в пользу этой теории служат: а) тонкие структуры роста, которые могут быть получены лишь путем кристаллизации алмазов из расплава; б) присутствие в алмазе субмикроскопических включений расплава, отвечающего по составу карбонатизированному пикриту [191]; в) то обстоятельство, что если даже признать существование алмазоносных эклогита и перидотита и рассматривать их в качестве источника, количество алмазов в кимберлите таково, что пришлось бы допустить сильное избирательное разрушение этих алмазоносных ксенолитов по сравнению с неалмазоносными; г) факт, что особая разновидность граната, необычно бедная кальцием, обогащенная хромом и, как правило, встречаемая лишь в виде включений в алмазе, была найдена в кимберлитовых концентратах трубки Финш [236]. Однако мы должны признать, что упомянутые тонкие структуры роста наблюдались также на алмазах из эклогитовых ксенолитов [508], где они могли быть обусловлены ростом алмаза также из расплава, но значительно более древнего и никак с кимберлитом не связанного.

В этом споре большое значение имеют включения в алмазе (обзор парагенезисов этих включений см. в гл. 6). Сторонники ксенокристаллической гипотезы указывают на существующее сходство составов между включениями минералов эклогитового парагенезиса в алмазах и эклогитовыми ксенолитами, а также между некоторыми перидотитовыми включениями и обычными гранатовыми ксенолитами. Если эклогиты и перидотиты рассматриваются как ксенолиты, то этим доказывается, что алмазы, содержащие фазы, которые сходны с присутствующими в ксенолитах, сами также должны быть ксенокристаллами. Высокохромистые перидотитовые включения интерпретируются как своего рода отражение существующей в верхней мантии особой области распространения высокохромистого перидотита [543]. В противоположность этому можно было бы утверждать, что ряд таких перидотитовых включений, среди которых диопсид обычно редок, вполне мог бы рассматриваться как набор твердых фаз, находящихся в равновесии с кимберлитовой магмой, которые могли быть захвачены кристаллизующимся из этой магмы алмазом. В этом контексте Хартом с соавторами [262] было высказано предположение, что эти низкокальциевые и высокохромистые включения образовались во время частичного выплавления, когда сильное предпочтительное перераспределение кальция в обогащенный карбонатом кимберлитовый расплав сказалось на составе твердых фаз и придало низкокальциевый и высокохромистый характер

оливину, гранату, ортопироксену и хромиту, обычно находимым в виде включений в алмазе. Однако всякая гипотеза, предполагающая, что алмаз кристаллизуется из кимберлитовой магмы, должна объяснить отсутствие в алмазах включений или сростков высокотитанистых мегакристаллов или же, напротив, должна отвергнуть связь этих мегакристаллов с кимберлитом.

Еще одна гипотеза, принадлежащая Митчеллу и Кроккетту [427], является разработкой фенокристаллической гипотезы. Эти авторы предположили, что в кимберлитовой магме, находящейся в поле устойчивости алмаза, образуются алмазные затравки или ядра, на которых во время ее подъема происходит нарастание метастабильного алмаза. Один из вариантов этой теории образования ядер и нарастания заключается в том, что мелкие ксенокристаллы алмаза, освободившиеся из раздробленных алмазоносных перидотитов (потенциально более широко распространенных источников ксенокристаллов алмаза, чем эклогиты), действуют как затравки, вызывая кристаллизацию алмаза из кимберлитовой магмы [142].

10.5. Связь кимберлитового магматизма с крупными движениями Земли

Наличие деформационных структур в некоторых перидотитовых ксенолитах свидетельствует о том, что кимберлитовый магматизм был связан с движениями в верхней мантии, и предположение, что эти мантийные движения каким-то образом проявляются на земной поверхности, не кажется неоправданным. Если тут что-то действительно неясно, так это характер движений в верхней мантии. Были ли они вертикальными или горизонтальными? Крупные горизонтальные перемещения, вызвавшие раскалывание Гондваны, привлекались Бойдом и Никсоном [59, 69] для объяснения деформационных тектур в некоторых перидотитовых ксенолитах из трубки Таба-Путсоа, Лесото. Возраст кимберлитов Южной Африки (от 150 до 80 млн. лет) явно перекрывает время начального раскрытия Южной Атлантики — 130 млн. лет назад [196], а также начала дрейфа Южной Америки от Африканского континента. Ясно, что такие крупные события должны быть взаимосвязанными и вызываться крупными движениями в верхней мантии. И тем не менее мы все еще не уверены в абсолютном движении Африканской плиты. Отсутствие в этот период вокруг Африканской плиты зон субдукции указывает на ее относительную неподвижность по сравнению с Южно-Американской, Индийской, Австралийской и Антарктической плитами, миграция которых от гондванского центра спрединга привела к образованию зон субдукции и аккреционных окраин вдоль их передовых краев. Кроме того, можно отметить, что Африканская

плита оставалась довольно неподвижной по отношению к северному палеомагнитному полюсу в период между 100 и 170 млн. лет назад [386]. Шарп [524] предположил, что южноафриканские кимберлиты являются результатом плавления на углубившемся крае погружающейся океанической плиты. Он считает, что алмазоносные кимберлиты образовались при плавлении водо- и углеродсодержащего вещества, и утверждает, что зона возникновения таких кимберлитов находится глубоко под континентом и протягивается параллельно Капскому складчатому поясу. Эта гипотеза находится в противоречии с наблюдаемым в Южной Африке случайным характером распределения кимберлитов (см. рис. 3), а Ньютон и Герни [441] указали, что концепция, рассматривающая Капский складчатый пояс как зону субдукции, некорректна. Этот пояс представляет собой результат деформации Капско-Карруского трога, который не являлся желобом, а его деформация имела место в среднем триасе и по времени значительно предшествовала образованию меловых кимберлитов. Это отвергает гипотезу Шарпа, согласно которой кимберлиты образовывались во время главной стадии деформации, создавшей Капский складчатый пояс, или сразу же вслед за ней. В общем же то обстоятельство, что кимберлитовый магматизм ограничен центральными частями континентальных кратонов и удален от главных складчатых поясов, наряду с очень ограниченными объемами кимберлитовой магмы, по-видимому, исключает какую-либо его связь с классическими зонами субдукции. Третичные центры магматизма на юго-западе США, включающие так называемые «кимберлиты», могут быть чем-то иным, поскольку существуют доказательства поддвигания океанической коры под юго-западную часть США [276]. Андерсон и Перкинс [15], чтобы объяснить случайный характер распределения кимберлитов, предложили модель, включающую неламинарное астеносферное течение наряду с подъемом вещества с глубины в пределах астеносферы.

Рассматривая гипотезы, которые привлекают для объяснения кимберлитового магматизма крупные вертикальные движения в пределах верхней мантии, мы должны упомянуть модели Грина и Гугена [225] и Мерсье [399], на которые уже ссылались в гл. 9. Что же касается конкретно Южной Африки, то Дю-Тойт [166] привел достаточно много убедительных данных, свидетельствующих о сильных вертикальных движениях на этом континенте в меловое время, результатом которых являются периферические сбросы с опусканием приокеанической части на 6000 м. Перерывы в последовательности отложения морских осадков, отражающие, по-видимому, крупные морские регрессии, связанные с краевым воздыманием южноафриканской части суши, могут коррелироваться с определенными эпизодами щелочного вулканизма в меловое и раннетретичное время, в том числе и с главными эпизодами кимберлитовой активности [434].

На первый взгляд может показаться, что модели, привлекающие вертикальные движения, и особенно диапировая модель, предложенная Грином и Гугеном [225], являются континентальными эквивалентами океанских горячих точек и сопутствующих им мантийных струй, существование которых было предсказано Морганом [435]. Но если даже согласиться с аргументами, постулирующими связь океанического вулканизма и сопутствующего ему спрединга с гипотетическими струями, то все же существуют определенные различия между явлениями в океанических бассейнах и теми событиями в мантии под кратонами, которые связаны с кимберлитовым магматизмом. Во-первых, огромные количества расплавов, порождаемых мантией в горячих точках и вдоль срединно-океанических хребтов, во много раз превосходят продукты очень ограниченного кимберлитового и нефелинитового магматизма кратонов. Во-вторых, хотя сопутствующие кимберлитовому магматизму силы в верхней мантии и достаточны, чтобы несколько растянуть кратон и вызвать в нем появление крупных трещин, протягивающихся от мантии до поверхности, эти силы совершенно недостаточны, чтобы раскалывать области кратонов. Таким образом, они резко отличаются от главных горизонтально направленных сил, действующих в зонах спрединга, которые должны быть на несколько порядков больше тех сил, которые действуют под кратонами во время внедрения кимберлитов. В гл. I был сделан вывод, что кимберлитовый магматизм связан с широко проявленными эпейрогеническими движениями кратонов. Эти движения вызывают воздымание континентальной коры на площадях размером порядка 500—1000 км в поперечнике, в пределах которых на территории Африки в мезозое и в третичное время помимо кимберлитового магматизма имели место проявления других типов щелочного магматизма [347]. Пока еще очень мало данных о причинах этих воздыманий. Неясно, вызываются ли они фазовыми переходами в мантии, дегазацией верхней мантии или же просто изгибанием литосферы, как предполагается теорией мембранной тектоники Оксбурга и Туркотта [461].

Косвенная связь между кимберлитовым магматизмом и развитием океанических бассейнов предполагалась Вильямсами [610], которые полагают, что кимберлиты Сьерра-Леоне и Либерии лежат на континентальном продолжении таких зон разломов в Южной Атлантике, как Вима, Гвинея и Сьерра-Леоне. Подобным же образом Штракке с соавторами [560] предполагает, что расположение кимберлитов в юго-восточной Австралии должно контролироваться разломами, которые первоначально развивались еще до отделения Австралии от Антарктиды, а позднее стали континентальными продолжениями трансформных разломов, связанных с Антарктическим хребтом; в континентальных зонах этих разломов во время образования хребта и имел место кимберлитовый магматизм.

10.6. Нерешенные проблемы

Хотя, по мнению автора, гипотеза частичного плавления, описанная выше, более удовлетворительно объясняет генезис кимберлитов, чем гипотеза магматического остатка, она также оставляет ряд проблем, которые в настоящее время еще не находят удовлетворительного решения.

Одной из таких проблем является источник углерода, фосфора и азота в верхней мантии. Источник других элементов, включая титан и водород, можно достаточно хорошо объяснить плавлением известных мантийных веществ. Что же касается углерода, то муассанит представляет собой всего лишь очень редкий аксессуарный минерал в некоторых перидотитовых ксенолитах (гл. 6), а карбонат, хотя большинство гипотез генезиса кимберлита и прибегает к его помощи, встречается большей частью в виде кальцита, образующего лишь очень немногочисленные включения в мантийных оливинах и гранатах (см. гл. 6). В связи с этим кажется невероятным, чтобы этих небольших количеств было достаточно для объяснения всего того углерода, который в виде алмаза и карбоната содержится в кимберлите и в щелочных карбонатных комплексах и который освобождается при извержениях базальтов. Другое явное несоответствие заключается в том, что в поле стабильности гранатового перидотита устойчивой карбонатной фазой теоретически были бы доломит или магнезит [615], тогда как карбонатные включения, наблюдавшиеся в минеральных фазах, происходящих с больших глубин, представлены кальцитом. Рассматривая вопрос о мантийном источнике углерода, Доусон [134] полагал, что на глубине углерод может соединяться с металлами, образуя карбиды, такие, как когенит (Fe_3C), содержаться в интерстициях в виде газообразных или жидких включений CO и CO_2 , или же что он присутствует в виде первичного углеводородного пара. К идее о существовании в верхней мантии богатого метаном межзернового пара обращались Эгглер и др. [173], поскольку в алмазах из Африки, Арканзаса и Бразилии были открыты включения разнообразных углеводородов, включая этилен и бутан (см. гл. 6). Что же касается фосфора, то в гранатах из перидотитов и эклогитов он присутствует в небольших количествах [45], которые опять-таки кажутся недостаточными, чтобы служить источником фосфора в кимберлитах и магматических породах других типов. В верхней мантии должен быть какой-то дополнительный источник фосфора, и наиболее очевидным кандидатом на эту роль должен быть апатит, но поскольку в метеоритах известны еще и другие фосфорсодержащие минералы, такие, как шрейберзит, мерриллит и фаррингтонит, представляется возможным, что они присутствуют и в верхней мантии, но до сих пор остаются необнаруженными. Азот концентрируется в виде тончайших пластин и в одиночных центрах внутри алмаза, при-

чем это единственно известное в настоящее время местонахождение азота в верхней мантии. Если в отношении источников углерода и фосфора все же существуют некоторые, хотя и скудные, данные, то первичный источник азота и остальных редких газов в алмазе остается загадкой.

Еще одна проблема из числа весьма важных с экономической точки зрения состоит в том, почему все же одни кимберлиты содержат алмазы, а другие нет? Как указывал Доусон [132], не существует причин, по которым алмаз не мог бы содержаться в какой-либо части верхней мантии, если в ней содержится углерод, имеются восстановительные условия, а давление достаточно высоко для образования алмаза. Но образовавшийся алмаз должен еще и сохраниться во время подъема транспортирующего его кимберлита к поверхности. Милашевым [415] был предложен метод оценки потенциальной алмазоносности кимберлита. Он основан на тезисе, что алмазоносность кимберлита (А) является результатом взаимодействия двух факторов: химического фактора — коэффициента потенциальной алмазоносности (КПА) и степени сохранности кристаллов (ССК). КПА выражается формулой

$$\text{КПА} = \frac{\text{Fe} : \text{Ti}}{\lg (\text{Fe} + \text{Ti}) + 1/2 \lg (\text{Al} + \text{K} + \text{Na})}.$$

Обоснование этой формулы заключается в том, что магма с наивысшим значением отношения Fe/Ti была бы теоретически наиболее благоприятной для кристаллизации алмаза, тогда как Al, Na и K являются «разбавляющими» факторами. Степень сохранности алмазов считается результатом взаимодействия двух факторов: а) *PT*-условий кристаллизации данного тела кимберлитовой магмы, которые могут быть как благоприятными, так и неблагоприятными для образования алмаза, и б) степени резорбции алмазов в магме, когда начальные *PT*-условия меняются. Оба этих фактора влияют на морфологию алмаза, и Милашев предположил, что они могут быть оценены при изучении пропорций различных морфологических типов алмазов в кимберлитовом теле. Для любого кимберлитового тела ССК выражается формулой

$$\text{ССК} \approx 0 + 0,45\text{ОД} + \frac{0,45}{1 + \lg \text{Д}} \text{Д},$$

где О — содержание в процентах плоскогранных октаэдрических кристаллов, Д — то же ромбододекаэдрических, ОД — то же переходных форм (октаэдро-додокаэдрических). Алмазоносность (А) выражается формулой $A = \text{КПА} \times \text{ССК}$. Оба фактора в равной мере важны, поскольку даже в кимберлите с высоким КПА алмазы образуются лишь при подходящих *PT*-условиях, а в кимберлите, закристаллизовавшемся при таких подходящих условиях, не содержится алмазов, если степень резорбции будет слишком

высокой. В общем Милашев попытался выразить сложное взаимодействие химических и физических условий образования алмаза и масштабы резорбции, испытываемой алмазом во время подъема с глубин. Он также предполагает рост алмазов из кимберлитовой магмы.

Попытка Милашева [145] подойти количественно к вопросу, почему некоторые кимберлиты содержат алмазы, а другие его не содержат, привлекла внимание еще к двум фундаментальным проблемам геологии алмаза. Первая — это уже обсуждавшийся спор о том, являются ли алмазы ксенокристаллами или вкрапленниками. Для решения этого вопроса требуются дальнейшие изотопные и микрохимические исследования, и не только отдельных слоев роста, которые бывают столь явными во многих алмазах, но также округленных ядер и закономерных нарастаний в алмазах, обнаруживающих две стадии роста. Вторая проблема — то, что мы в действительности не знаем состава кимберлитового расплава. Сложные вопросы, сопутствующие этой проблеме, кратко рассмотрены в гл. 5. Все, что может быть сказано по этому вопросу, сводится к утверждению, что к познанию действительной природы кимберлитового расплава можно будет приблизиться, если исключить воздействие химических изменений на высоких уровнях, загрязнения ксенокристаллами и фракционирования мекристаллов.

Особо привлекательной областью дальнейших исследований будут поиски реликтов первичных магматических пород, существовавших еще до событий, которые превратили большинство из них в метаморфические ассоциации верхней мантии, каковыми чаще всего и являются ксенолиты в кимберлите. Требуется твердо определить, действительно ли высококальциевые высокохромистые гранаты, встреченные в кимберлите в виде кристаллов [100], происходят из более ранних кумулятов и действительно ли так называемые «неистощенные» гарцбургиты [152] представляют собой кумуляты, образовавшиеся при низких давлениях, которые были затем перенесены в область режима высокого давления. Если удастся найти и изучить побольше пород таких типов, явно родственных породам магматическим, и если их магматическая природа получит химическое подтверждение, то мы, вероятно, сможем добиться дальнейшего проникновения в историю более ранних стадий развития Земли.

И наконец, в будущем многое станет известным благодаря изотопным исследованиям вещества верхней мантии, особенно в отношении природы и времени метасоматоза в верхней мантии. В настоящее время существуют две главные теории относительно взаимосвязей верхнемантийного метасоматоза и образования кимберлитов. Первая из них рассматривает ранние метасоматические явления и образование мантии, обогащенной несоместимыми элементами, как предварительное условие образования кимберлитов.

карбонатитов и щелочных магм [25]. В этой связи новые данные по изотопии неодима и стронция были интерпретированы, как указывающие на древнюю, геохимически обогащенную и в высшей степени неоднородную субконтинентальную мантию под Южной Африкой [338]. С другой стороны, изотопные данные по самарий-неодимовым и неодим-стронциевым отношениям в кимберлитах Южной Африки показывают, что источник кимберлитов в мантии можно считать хондритовым по содержанию редкоземельных элементов и первичным по общему составу [36, 354]. Это противоречие и, что более важно, временные соотношения различных метасоматических проявлений и кимберлитового магматизма будут, как мы надеемся, разрешены при дальнейших изотопных исследованиях ксенолитов верхней мантии.

Замечание, добавленное в корректуру книги

Источник углерода в верхней мантии уже обсуждался выше (разд. 10.6). К этой важной проблеме имеет непосредственное отношение статья Фройнда и др. [620], которые показали, что атомарный углерод может находиться в твердом растворе в периклазе и форстерите и что при распаде этого твердого раствора он соединяется с кислородом решетки минерала, образуя CO_2 . Этот процесс должен иметь большое значение для накопления углерода в мантии, выделения CO_2 при магматизме, а также для химической эволюции атмосферы и происхождения жизни.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ahman E.* Ett tynd av frisk olivin i kimberlit från kalix skargard. Geol. Föeren Stockholm Föerh, 72: 207—211, 1950.
2. *Ahrens L. H., Cherry R. D., Erlank A. J.* Observations on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and kimberlites. Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 2379—2387, 1967.
3. *Akella J., Boyd F. R.* Partitioning of Ti and Al between pyroxenes, garnets and oxides. Carnegie Inst. Wash. Year, 71: 378—384, 1972.
4. *Akella J., Boyd F. R.* Petrogenic grid for garnet peridotites. Carnegie Inst. Wash. Yearb., 73: 269—273, 1974.
5. *Акимов А. П., Берзина И. Г., Гурвич М. Ю., Лутц Б. Г.* Содержание урана в эколгитовых включениях из кимберлитовых трубок.—ДАН СССР, т. 181, № 5, 1968, с. 1245—1248.
6. *Albert D., Albert A., Brousse R.* Enclaves de péridotites à pyrope chromifère dans les piper de la région de Bédarieux (Hérault). Acad. Sci., 265: 657—659, 1967.
7. *Allègre C. J., Manhès G., Richard P., Rousseau D., Shimizu N.* Systematics of Sr, Nd and Pb isotopes in garnet lherzolite nodules in kimberlites. In: *Zartman R. E.* (ed.). Short papers of the 4th Int. Conf. Geochron. Cosmochron, pp. 10—11. U. S. Geol. Surv. Open File Rep., pp. 78—701, 1978.
8. *Allen J. B., Deans T.* Ultrabasic eruptives with alnöitic kimberlites affinities from Malaita, Solomon Islands. Min. Mag., 34 (Tilley Vol.): 16—34, 1965.
9. *Allsopp H. L., Barrett D. R.* Rb-Sr age determinations on South African kimberlite pipes. Phys. Chem. Earth, 9: 605—617, 1975.
10. *Allsopp H. L., Kramers J. D.* Rb-Sr and U-Pb age determinations on Southern African kimberlite pipes. 2nd Int. Conf. Kimb. Santa Fe, Ext Abstr., 1977.
11. *Allsopp H. L., Burger A. J., Van Zyl C.* A minimum age for the Premier kimberlite pipe yielded by biotite Rb-Sr measurements with related galena isotopic data. Earth Planet Sci. Lett., 3: 161—166, 1967.
12. *Allsopp H. L., Nicholaysen L. O., Hahn-Weinheimer P.* Rb/K ratios and Sr-isotopic compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rocks. Earth Planet Sci. Lett., 5: 231—244, 1969.
13. *Anderson O. L.* The role of fracture dynamics in kimberlite pipe formation. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. AGU, Washington, pp. 344—353, 1979.
14. *Anderson O. L., Grew P. C.* Stress corrosion theory of crack propagation with applications to geophysics. Rev. Geophys. Space Phys., 15: 77—104, 1977.
15. *Anderson O. L., Perkins P. C.* A plate tectonics model involving non-laminar asthenospheric flow to account for irregular patterns of magmatism in the southwestern United States. Phys. Chem. Earth, 9: 113—122, 1975.
16. *Andrews J. R., Emeleus C. H.* Structural aspects of kimberlite dyke intrusion in southwest Greenland. Phys. Chem. Earth, 9: 43—50, 1975.
17. *Andrews J. R., Emeleus C. H.* Kimberlites of West Greenland. In: *Escher A., Watt W. S.* (eds.). Geology of Greenland. Geol. Surv. Greenland, Copenhagen, pp. 575—581, 1976.

18. *Andrews-Jones D. A.* Geology and mineral resources of the Northern Kambai schist belt and adjacent granulites. *Geol. Surv. Sierra Leone Bull.*, 6: 100 pp., 1966.
19. *Angel F.* Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen des Österreichischen Ostalpen. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 91: 151—192, 1957.
20. *Aoki K.* Phlogopites and potassic richterites from mica nodules in South African kimberlites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 1—7, 1974.
21. *Aoki K.* Origin of phlogopite and potassic richterite-bearing peridotite xenoliths from South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53: 145—156, 1975.
22. *Aoki K., Fodor R. V., Keil K., Dowty E.* Tremolite with high richterite-molecular content in kimberlite from Buell Park, Colorado, *Am. Mineral.*, 57: 1889—1893, 1972.
23. *Aoki K., Fujino K., Akaogi M.* Titanochondrodite and titanoclinohumite derived from the upper mantle in the Buell Park kimberlite, Arizona U. S. A. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 243—253, 1976.
24. *Арсеньев А. А.* О закономерности размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы.— *ДАН СССР*, т. 137, № 5, 1961, с. 1170—1173.
25. *Bailey D. K.* Volatile flux, geotherms, and the generation of the kimberlite-carbonatite-alkaline magma spectrum. *Min. Mag.*, 43: 695—699, 1980.
26. *Baldock J. W., Hepworth J. V., Marengwa B. S.* Gold, base-metals and diamonds in Botswana. *Econ. Geol.*, 71: 139—156, 1976.
27. *Banno S.* Classification of eclogite in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3: 405—421, 1970.
28. *Barbosa A.* Contribucao a origem do diamante em Diamantina, Estado de Minas Ceraes. *Bull. Brasil. Dep. Nac. Prod. Miner.*, 6, 36, 1951.
29. *Bardet M. G.* Controle géotectonique de la repartition des venues diamantifères dans la monde. *Chron. Mines. Rech. Minière*, 328—9: 67—89, 1963.
30. *Bardet M. G.* Les gisements de diamant d'U. R. S. S. *Chron. Mines. Rech. Minière*, 65: 1—40, 1965.
31. *Bardet M. G.* Géologie due diamant. *Mem. Bur. Rech. Geol. Minière*, 83: 235, 1973.
32. *Bardet M. G., Vachette M.* Déterminations d'ages de kimberlites de l'Ouest Africain et essai d'interprétation des datations des diverses venues diamantifères dans le monde. *Bur. Rech. Geol. Minières Rep. DS.*, 66: 59, 1966.
33. *Barrett D. R.* The genesis of kimberlite and associated rocks: strontium isotope evidence. *Phys. Chem. Earth*, 9: 637—654, 1975.
34. *Barrett D. R., Berg G. W.* Complementary petrographic and strontium-isotope studies of South African kimberlite. *Phys. Chem. Earth*, 9: 619—635, 1975.
35. *Basu A. R.* Olivine-spinel equilibria in lherzolites from San Quintin, California. *Earth Planet Sci. Lett.*, 33: 443—450, 1977.
36. *Basu A. R., Tatsumoto M.* Samarium-neodymium systematics in kimberlites and in the minerals of garnet lherzolite inclusions. *Science*, 205: 398—401, 1979.
37. *Beck R.* Neues von den afrikanischen Diamantlagerstätten. *Z. Prakt. Geol.*, 1899, 417—419, 1899.
38. *Berg G. W.* Secondary alteration in eclogites from kimberlite pipes. *Am. Mineral.*, 53: 1336—1346, 1968.
39. *Berg G. W., Allsopp H. L.* Low Sr^{87}/Sr^{86} ratios in fresh South African kimberlites. *Earth Planet Sci. Lett.*, 16: 27—30, 1972.
40. *Besson M.* La teneur engeikielite des ilmenites des kimberlites. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 90: 192—201, 1967.
41. *Best M. G.* Mantle-derived amphibole within inclusions in alkalic basaltic lavas. *J. Geophys. Res.*, 79: 2107—2113, 1974.
42. *Bilal A.* Les inclusion fluides des roches de la croute continentale inférieure et du manteau supérieur. Unpubl. Dr. État. Thesis, University of Paris, 1978.
43. *Bishop F. C.* The distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with applications to geothermometry. Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Chicago, 1977.

44. *Bishop F. C., Smith J. V., Dawson J. B.* Pentlandite-magnetite intergrowth in De Beers spinel lherzolite: review of sulphides in nodules. *Phys. Chem. Earth*, 9: 323—338, 1975.
45. *Bishop F. C., Smith J. V., Dawson J. B.* Na, K, P and Ti in garnet, pyroxene and olivine from peridotite and eclogite xenoliths from African kimberlites. *Lithos*, 11: 155—173, 1978.
46. *Благулькина В. А.* О составе ильменита из кимберлитов.— *Записки ВМО*. ч. 100, вып. 2, 1971, с. 194—198.
47. *Бобревич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Кинд Н. В., Корешков Б. Я., Курылева Н. А., Нефедова З. Д., Попугаева Л. А., Попова Е. З., Скульский В. Д., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К., Файнштейн Г. Х., Шукин В. Н.* Алмазы Сибири.— М.: Госгеолтехиздат, 1959, 159 с.
48. *Бобревич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии.— М.: Недра, 1964, 191 с.
49. *Voctor N. Z., Meyer H. O. A.* Oxide and sulfide minerals in kimberlite from Green Mountain Colorado. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Washington, pp. 217—228, 1979.
50. *Boettcher A. L.* The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *J. Petrol.*, 11: 337—379, 1970.
51. *Boettcher A. L., O'Neill J. R., Windom K. R., Stewart D. C., Wilshire H. G.* Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. AGU, Washington, pp. 173—182, 1979.
52. *Bosch J. L.* The petrology of some kimberlite occurrence in the Barkly West district, Cape Province. *Trans. Geol. Soc. A. Afr.*, 74: 75—101, 1971.
53. *Boullier A. M., Nocolas A.* Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites. *Phys. Chem. Earth*, 9: 467—476, 1975.
54. *Boyd F. R.* Quantitative electron probe analysis of pyroxenes. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 66: 327—334, 1968.
55. *Boyd F. R.* Electron-probe study of diopside inclusion in kimberlite. *Am. J. Sci. Schairer*. Vol. 267-A: 50—69, 1969.
56. *Boyd F. R.* Garnet peridotites and the system $\text{CaSiO}_3-\text{MgSiO}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$. *Mineral Soc. Am. Spec. Pap.*, 3: 63—75, 1970.
57. *Boyd F. R.* Pargasite-spinel peridotite xenolith from the Wesselton Mine. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 7: 138—142, 1971.
58. *Boyd F. R.* Enstatite-ilmenite and diopside-ilmenite intergrowths from the Monastery Mine. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 70: 134—138, 1971.
59. *Boyd F. R.* A pyroxene geotherm. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 2533—2546, 1973.
60. *Boyd F. R.* Appendix of mineral analyses-Letseng-la-terae. In: *Nixon P. H.* (ed.). *Lesotho kimberlites*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 33—36, 1973.
61. *Boyd F. R.* Ultramafic nodules from the Frank Smith kimberlite pipe, South Africa. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 73: 285—294, 1974.
62. *Boyd F. R.* Stress heating and compositional variations in enstatites from sheared lherzolites. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 74: 525—528, 1975.
63. *Boyd F. R., Danchin R. N.* Discrete nodules from the Artur de Paiva kimberlite, Angola. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 73: 278—282, 1974.
64. *Boyd F. R., Dawson J. B.* Kimberlite garnets and pyroxene-ilmenite intergrowths. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 71: 373—378, 1972.
65. *Boyd F. R., England J. L.* The quartz-coesite transition. *J. Geophys. Res.*, 65: 749—756, 1960.
66. *Boyd F. R., Finger L. W.* Homogeneity of minerals in mantle rocks from Lesotho. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 74: 519—525, 1975.
67. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Kimberlite diopsides. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 68: 324—329, 1970.

68. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Ultramafic nodules from the Thaba Putsoa kimberlite pipe. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 71: 362—373, 1972.
69. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. In: *Nixon P. H.* (ed.). *Lesotho kimberlites*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 254—268, 1973.
70. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Structure of the upper mantle beneath Lesotho. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 72: 431—445, 1973.
71. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Origins of the ultramafic nodules from the kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. *Phys. Chem. Earth*, 9: 431—453, 1975.
72. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1367—1382, 1978.
73. *Brooks C. K.* The concentration of zirconium and hafnium in some igneous and metamorphic rocks and minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 411—416, 1970.
74. *Brookins D. G.* The strontium geochemistry of carbonates in kimberlites and limestones from Riley County, Kansas. *Earth Planet Sci. Lett.*, 2: 235—240, 1967.
75. *Brookins D. G., McDermott V. J.* The mineralogy of the Randolph kimberlites, Riley County, Kansas. *Trans. Kans. Acad. Sci.*, 73: 31—39, 1970.
76. *Brookins D. G., Meyer H. O. A.* Crustal and upper mantle stratigraphy beneath eastern Kansas. *Geophys. Res. Lett.*, 1: 269—272, 1974.
77. *Brookins D. G., Watson K. D.* The strontium geochemistry of calcite associated with kimberlites at Bachelor Lake, Quebec. *J. Geol.*, 77: 367—371, 1969.
78. *Brown D. D., Bennet G., George P. T.* The source of alluvial indicator minerals in the James Bay Lowlands. Ontario Dep. Mines Misc. Paper, 7, 1967.
79. Bureau d'Etudes Géologiques et Minière. Sur le découvert de kimberlite dans la région de Kenieba (Soudain Français). *Chron. Mines Rech. Minière*, 261: 76—79, 1958.
80. *Бурков В. В., Подпорина Е. К.* О редких элементах в кимберлитах.— *ДАН СССР*, т. 163, № 1, 1965, с. 197—200.
81. *Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах.— *ДАН СССР*, т. 171, № 4, 1966, с. 970—973.
82. *Burns R. G.* Crystal field effects in chromium and its partitioning in the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 857—864, 1975.
83. *Burns R. G., Huggins F., Drickamer H. G.* Applications of high-pressure Mössbauer spectroscopy to mantle mineralogy. *Proc. 24th Int. Geol. Congr. Sect.*, 14: 113—123, 1972.
84. *Бутакова Е. Л., Егоров Л. С.* Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: *Петрология Восточной Сибири*.— М.: Изд. АН СССР, 1962, с. 419—589.
85. *Camsell C.* A new diamond-bearing locality in the Tulameen District, British Columbia. *Econ. Geol.*, 6: 604—611, 1911.
86. *Cann J. R.* Major element variations in ocean-floor basalts. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268: 495—505, 1971.
87. *Carstens H.* Plastic stress relaxation around solid inclusions in pyrope. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 32: 289—294, 1971.
88. *Carswell D. A.* Primary and secondary phlogopites in garnet lherzolite xenoliths. *Phys. Chem. Earth*, 9: 417—430, 1975.
89. *Carswell D. A., Dawson J. B.* Garnet peridotite xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25: 163—184, 1970.
90. *Carswell D. A., Griffin W. L.* Calculation of equilibration conditions for garnet granulite and garnet websterite nodules in African kimberlite pipes. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. Sect.*, 1980 (in press).
91. *Carswell D. A., Clarke D. B., Mitchell R. H.* The petrology and geochemistry of ultramafic nodules from Pipe 200, northern Lesotho. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. Am. Geophys. Union, Washington, pp. 127—144, 1979.

92. Carter N. L. Static deformation of silica and silicates. *J. Geophys. Res.*, 76: 5514—5540, 1971.
93. Chem Ju-Chin. Petrology and chemistry of garnet lherzolite nodules in kimberlite from South Africa. *Am. Mineral.*, 56: 2098—2110, 1971.
94. Черепанов В. А. Бор в кимберлитах и меймечитах Сибири.— ДАН СССР, т. 172, № 3, 1967, с. 696—699.
95. Chinner G. A., Cornell D. H. Evidence of kimberlite-grosopydite reaction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45: 153—160, 1974.
96. Chinner G. A., Boyd F. R., England J. L. Physical properties of garnet solid solutions. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 59: 76—78, 1960.
97. Choubert B. Sur la présence du diamant au Gabon (A. E. F.) en relation avec des kimberlites et des rocks carbonatés métamorphiques. *C. R. Séances Acad. Sci.*, 223: 638—640, 1946.
98. Clark S. P., Ringwood A. R. Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.*, 2: 35—88, 1964.
99. Clarke D. B. Synthesis of nickeloan djerfisherites and the origin of potassic sulphide at the Frank Smith Mine. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. A. G. U. Washington, pp. 300—308, 1979.
100. Clarke D. B., Carswell D. A. Green garnets from the Newlands kimberlite, Cape Province, South Africa. *Earth Planet Sci. Lett.*, 34: 30—38, 1977.
101. Clarke D. B., Mitchell R. G. Mineralogy and petrology of the kimberlite from Somerset Island, N.W.T., Canada. *Phys. Chem. Earth*, 9: 123—136, 1977.
102. Clement C. R. Kimberlites from the Kao pipe, Lesotho. In: Nixon P. H. (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 110—121, 1973.
103. Clement C. R. The emplacement of some diatreme-facies kimberlites. *Phys. Chem. Earth*, 9: 51—59, 1975.
104. Clement C. R., Skinner E. M. W., Hawthorne J. B., Kleinjan L., Allsopp H. L. Precambrien ultramafic rocks with kimberlite affinities in the Kimberley area. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. A. G. U., Washington, pp. 101—110, 1979.
105. Cloos H. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an den Schwäbischen Vulkanen. *Geol. Rundsch.*, 32: 709—800, 1941.
106. Coleman R. G., Lee E. D., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 483—508, 1965.
107. Collerson K. D., Malpas J. Partial melts in upper mantle nodules from Labrador kimberlites. 2nd Int. Conf. Kimb. Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
108. Colvine R. J. L. Pyrope from Elie, Fife. *Scot. J. Geol.*, 4: 283—286, 1968.
109. Cooper A. R., Giffins J. Shortite in kimberlite from the Upper Canada Gold Mine, Ontario: a discussion. *J. Geol.*, 82: 667—669, 1974.
110. Cornelissen A. K., Verwoerd W. J. The Bushmanland kimberlites and related rocks. *Phys. Chem. Earth*, 9: 71—80, 1975.
111. Cox K. G., Hornung G. The petrology of the Karroo basalts of Basutoland. *Am. Mineral.*, 51: 1414—1432, 1966.
112. Cox K. G., Gurney J. J., Harte B. Xenoliths from the Matsoku pipe. In: Nixon P. H. (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 76—91, 1973.
113. Craig H. The geochemistry of stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3: 53—92, 1953 [имеется перевод: Крейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода.— В кн.: Изотопы в геологии.— М.: ИЛ, 1954, с. 440—494]
114. Crawford A. R. India, Ceylon and Pakistan: new age data and comparisons with Australia. *Nature (London)*, 223: 380—384, 1969.
115. Crawford A. R., Compston W. The age of the Vindhayan system of peninsular India. *Q. J. Geol. Soc. London*, 125: 351—371, 1970.
116. Crockett R. N., Mason R. Foci of mantle disturbance in southern Africa and their economic significance. *Econ. Geol.*, 63: 532—540, 1968.

117. *Daly R. A.* Carbonate dykes of the Premier diamond mine, Transvaal. *J. Geol.*, 33: 659—684, 1924.
118. *Danchin R. V.* Mineral and bulk chemistry of garnet lherzolite and garnet harzburgite xenoliths from the Premier Mine, South Africa. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. A. G. U., Washington, pp. 104—126, 1979.
119. *Danchin R. V., d'Orey F.* Chromian spinel exsolution in ilmenite from the Premier Mine, Transvaal, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35: 43—49, 1972.
120. *Danchin R. V., Ferguson J., McIver J. R., Nixon P. H.* The composition of late-stage kimberlite liquids as revealed by nucleated auloliths. *Phys. Chem. Earth*, 9: 235—245, 1975.
121. *David T. W. E.* The geology of the Commonwealth of Australia. Edward Arnold, London, 1950.
122. *Davidson C. F.* On diamantiferous diatremes. *Econ. Geol.*, 59: 1368—1380, 1964.
123. *Davidson C. F.* The kimberlites of the U. S. S. R. In: *Wyllie P. J.* (ed.). Ultramafic and related rocks. Wiley, New York, pp. 251—256, 1967.
124. *Davis G. L.* The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. 2nd Int. Conf. Kimberlite, Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
125. *Davis B. T. C., Boyd F. R.* The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *J. Geophys. Res.*, 71: 3367—3576, 1966.
126. *Dawson J. B.* A comparative study of the geology and petrography of the kimberlites of the Basutoland province. Unpubl. Ph. D. Thesis, University Leeds, 1960.
127. *Dawson J. B.* Basutoland kimberlites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 73: 545—560, 1962 [Имеется сокращенный перевод: *Доусон Дж.* Кимберлиты Базутоленда.— М.: Изд. ОНТИ ВИЭМС, сер. геол., вып. 25, 1963, 22 с.].
128. *Dawson J. B.* Carbonate tuff cones in northern Tanganika. *Geol. Mag.*, 101: 129—137, 1964.
129. *Dawson J. B.* A review of the geology of kimberlite. In: *Wyllie P. J.* (ed.). Ultramafic and related rocks. Wiley, New York, pp. 241—251, 1967.
130. *Dawson J. B.* Geochemistry and origin of kimberlite. In: *Wyllie P. J.* (ed.). Ultramafic and related rocks. Wiley, New York, pp. 269—278, 1967.
131. *Dawson J. B.* Recent researches on kimberlite and diamond geology. *Econ. Geol.*, 63: 504—511, 1968.
132. *Dawson J. B.* The structural setting of African kimberlite magmatism. In: *Clifford T. N., Gass I. G.* (eds.). African magmatism and tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 321—335, 1970.
133. *Dawson J. B.* Advances in kimberlite geology. *Earth Sci. Rev.*, 7: 187—214, 1971.
134. *Dawson J. B.* Kimberlites and their relationship to the upper mantle. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 271: 297—311, 1972.
135. *Dawson J. B.* Sub-cratonic crust and upper-mantle models based on xenolith suites in kimberlite and nephelinitic diatremes. *J. Geol. Soc.*, 134: 173—184, 1977.
136. *Dawson J. B.* Veined peridotites from the Bultfontein Mine. 2nd Kimb. Symp., Cambridge Abstr., 1979.
137. *Dawson J. B., Hawthorne J. B.* Intrusion features of some hypabassal South African kimberlites. *Bull. Volcanol.*, 34: 740—757, 1970.
138. *Dawson J. B., Hawthorne J. B.* Magmatic sedimentation and carbonatitic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa. *J. Geol. Soc. London*, 129: 61—85, 1973.
139. *Dawson J. B., Reid A. M.* A pyroxene-ilmenite intergrowth from the Monastery Mine, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26: 296—301, 1970.
140. *Dawson J. B., Smith J. V.* Garnet exsolution from stressed orthopyroxene in garnet lherzolite from the Monastery Mine. 1st Int. Conf. Kimb., Cape Town, Ext. Abstr., pp. 81—82, 1973.

141. Dawson J. B., Smith J. V. Chromite-silicate intergrowths in upper-mantle peridotites. *Phys. Chem. Earth*, 9: 339—350, 1975.
142. Dawson J. B., Smith J. V. Occurrence of diamond in a mica-garnet lherzolite from kimberlite. *Nature (London)*, 254: 580—581, 1975.
143. Dawson J. B., Smith J. V. Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlite. *Nature (London)*, 253: 336—338, 1975.
144. Dawson J. B., Smith J. V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 41: 309—323, 1977.
145. Dawson J. B., Stephens W. E. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *J. Geol.*, 83: 589—607, 1975.
146. Dawson J. B., Stephens W. E. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths: addendum. *J. Geol.*, 84: 495—496, 1976.
147. Dawson J. B., Powell D. G., Reid A. M. Ultrabasic lavas and xenoliths from the Lashaine volcano, Tanzania. *J. Petrol.*, 11: 519—548, 1970.
148. Dawson J. B., Gurney J. J., Lawless P. J. Palaeogeothermal gradients derived from xenoliths in kimberlite. *Nature (London)*, 257: 299—300, 1975.
149. Dawson J. B., Smith J. V., Hervig R. L. Late-stage diopside in kimberlite matrix. *Neues Jahrb. Mineral. Mitt.*, 1977: 529—553, 1977.
150. Dawson J. B., Delaney J. S., Smith J. V. Aspects of the mineralogy of alnöitic breccia, Malaita, Solomon Islands: comparison with continental kimberlites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67: 189—193, 1978.
151. Dawson J. B., Smith J. V., Delaney J. S. Multiple spinel-garnet peridotite transitions in upper mantle: evidence from a harzburgite xenolith. *Nature (London)*, 273: 741—743, 1978.
152. Dawson J. B., Smith J. V., Hervig R. L. Heterogeneity in upper-mantle lherzolites and harzburgites. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A*, 297: 323—331, 1980.
153. De Sousa Machado F. J. The volcanic belt of Angola and its carbonatites. *Comm. Tech. Coop. Africa South of the Sahara, Reg. Comm. Geol. Publ.*, 44: 309—317, 1958.
154. Deines P. The carbon isotopic composition of diamonds; relationship to diamond shape, colour, occurrence and vapour composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980 (in press).
155. Deines P., Gold D. P. The isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 1709—1733, 1973.
156. Delaney J. S., Smith J. V., Carswell D. A., Dawson J. B. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths — II. Primary- and secondary-textured micas from peridotite xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 857—872, 1980.
157. Desborough G. A., Czamanske G. K. Sulfides in eclogite nodules from a kimberlite pipe, South Africa, with comments on violarite stoichiometry. *Am. Mineral.*, 58: 195—202, 1973.
158. Dickey J. S. Eclogite and other inclusions in the Mineral Breccia Member of the Deborah Volcanic Formation at Kakanui, New Zealand. *Am. Mineral.*, 53: 1304—1319, 1968.
159. Dimroth E. Meimechites and carbonatites of the Castignon Lake complex, New Quebec. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 112: 239—278, 1970.
160. Dingle E. Mesozoic palaeogeography of the southern Cape, South Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 13: 203—213, 1973.
161. Donaldson C. F., Reid A. M. Emplacement and crystallisation of a kimberlite dyke from the De Beers Mine, Kimberley, South Africa. 2nd Int. Conf. Kimb. Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
162. Draper D. The diamond-bearing deposits of Bagagem and Agua Suja in the State of Minas Geraes, Brazil. *Geol. Soc. S. Afr. Trans.*, 14: 18—20, 1911.
163. Draper D. Additional evidence regarding the origin of the high-level diamond-bearing breccias of Diamantina, Brazil. *Geol. Soc. S. Afr. Trans.*, 26: 7—13, 1923.
164. Drever H. I., Johnston R. Picritic minor intrusions. In: *Wyllie P. J. (ed.) Ultramafic and related rocks*. Wiley, New York, pp. 71—82, 1967.

165. *Dubey V. S., Merh S.* Diamondiferous plug of Majgawan, Panna State, central India. *Q. J. Geol. Min. Metal. Soc. India*, 21: 1—10, 1954.
166. *Du Toit A. L.* The geology of South Africa. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1954.
167. *Дунина-Барковская Э. А., Уханов А. В.* Висмут в кимберлитовых породах Якутии.— *Геохимия*, № 11, 1974, с. 1724—1727.
168. *Dyer R. G., Brookins D. G.* Petrography and geochemistry of the Leonardville kimberlite, Riley County, Kansas. *Trans. Kans. Acad. Sci.*, 73: 460—480, 1970.
169. *Eckermann H., von.* The alkaline district of Alnö Island. *Sver. Geol. Unders. Ser. C* 36, 1948.
170. *Eckermann H., von.* A composition of Swedish, African and Russian kimberlites. In: *Wyllie P. J.* (ed.). *Ultramafic and related rocks*. Wiley, New York, pp. 302—213, 1967.
171. *Edwards C. B., Howkins J. B.* Kimberlites in Tanganyika with special reference to the Mwadui occurrence. *Econ. Geol.*, 61: 537—554, 1966.
172. *Eggler D. H., McCallum M. E.* A geotherm from megacrysts in the Sloan kimberlite pipes, Colorado. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 75: 538—541, 1976.
173. *Eggler D. H., Wendlandt R. F.* Experimental studies on the relationship between kimberlite magmas and partial melting of peridotite. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU Washington, pp. 308—338, 1979.
174. *Eggler D. H., McCallum M. E., Smith C. B.* Megacryst assemblages in kimberlites from northern Colorado and southern Wyoming: petrology, geothermometry, barometry, and areal distribution. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. AGU, Washington, pp. 213—216, 1979.
175. *Eggler D. H., Wendlandt R. F., Olafsson M.* Volatiles and the generation of kimberlitic liquids: experimental studies. 2nd *Kim. Symp.* Cambridge, 1979.
176. *Egorov L. S.* Carbonatites and ultrabasic-alkaline rocks of the Maimechakotui region, N. Siberia. *Lithos*, 3: 341—359, 1970.
177. *Ellis D. J., Green D. H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 13—22, 1979.
178. *Elthon D., Ridley W. I.* The oxide and silicate mineral chemistry of a kimberlite from the Premier Mine: implications for the evolution of kimberlite magmas. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Washington, p. 206—216, 1979.
179. *Emeleus C. H., Andrews J. R.* Mineralogy and petrology of kimberlite dykes and sheet intrusions and included peridotite xenoliths from South-west Greenland. *Phys. Chem. Earth*, 9: 179—198, 1975.
180. *Erlank A. J.* Distribution of potassium in mafic and ultramafic nodules. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 68: 433—439, 1970.
181. *Erlank A. J.* Kimberlite potassium richterite and the distribution of potassium in the upper mantle. *Int. Conf. Kimb.*, Cape Town, Ext. Abstr., pp. 103—106, 1973.
182. *Erlank A. J., Finger L. W.* The occurrence of potassic richterite in a mica nodule from the Wesselton kimberlite, South Africa. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 68: 442—443, 1970.
183. *Erlank A. J., Kushiro I.* Potassium content of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 68: 233, 236, 1970.
184. *Erlank A. J., Rickard R. S.* Potassic richterite-bearing peridotites from kimberlite and the evidence they provide for upper-mantle metasomatism. 2nd *Int. Conf. Kimb.*, Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
185. *Erlank A. J., Shimizu N.* Strontium and strontium isotope distributions in some kimberlite nodules and minerals. 2nd *Int. Conf. Kimb.*, Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.

186. Fairbairn P. E., Robertson R. M. S. Stages in the tropical weathering of kimberlite. *Clay Minerals*, 6: 351—370, 1966.
187. Ferguson J., Sheraton J. W. Petrogenesis of kimberlitic rocks and associated xenoliths in southeastern Australia. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). *Kimberlites diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 140—160, 1979.
188. Ferguson J., Danchin R. V., Nixon P. H. Fenitisation associated with kimberlite magmas. In: Nixon P. H. (ed.). *Lesotho kimberlites*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 207—213, 1973.
189. Ferguson J., Danchin R. V., Nixon P. H. Petrochemistry of kimberlite autoliths. In: Nixon P. H. (ed.). *Lesotho kimberlites*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 285—293, 1973.
190. Ferguson J., Martin H., Nicolaysen L. O., Danchin R. V. Gross Brukkaros: a kimberlite/carbonatite volcano. *Phys. Chem. Earth*, 9: 219—234, 1975.
191. Fesq H. W., Bibby D. M., Erasmus C. S., Kable E. J. D., Sellschop J. P. F. A comparative traceelement study of diamonds from Premier, Jagersfontein and Finsch mines, South Africa. *Phys. Chem. Earth*, 9: 817—836, 1975.
192. Fesq H. W., Kable E. J. D., Gurney J. J. Aspects of the geochemistry of kimberlites from the Premier Mine and other South African occurrences, with particular reference to the rare earth elements. *Phys. Chem. Earth*, 9: 687—707, 1975.
193. Fièremans C. Contribution à l'étude pétrographique de la brèche kimberlitique de Bakwanga. *Mem. Inst. Geol. nUiv. Louvain*, 24: 1—92, 1966.
194. Forbes R. B. The comparative chemical composition of eclogite and basalt. *J. Geophys. Res.*, 70: 1515—1521, 1965.
195. Fourie C. P. Die diamantvoorkomste in die omgewing van Swartruggens, Transvaal. *Bull. Geol. Surv. S. Afr.*, 26: pp. 16, 1958.
196. Francheteau J. Plate tectonics model of the opening of the Atlantic Ocean south of the Azores. In: Tarling D. H., Runcorn S. K. (eds.). *Implications of continental drift to the earth sciences*. Acad. Press, London, New York, pp. 197—202, 1973.
197. Francis D. M. The implications of the compositional dependence of texture in spinel lherzolite xenoliths. *J. Geol.*, 86: 473—485, 1978.
198. Frank F. C. Diamonds and deep fluids in the mantle. In: Runcorn S. K. (ed.). *The application of modern physics to earth and planetary interiors*. Wiley, New York, pp. 247—250, 1969.
199. Frankel J. J. An inclusion-bearing olivine melilitite from Mukorob, South West Africa. *Trans. R. Soc. S. Afr.*, 35: 115—123, 1956.
200. Францессон Е. В. Петрология кимберлитов.— М.: Недра, 1968.
201. Францессон Е. В. О сопряженности карбонатитов и кимберлитов Сибирской платформы.— *ДАН СССР*, т. 183, № 6, 1968, с. 1404—1405.
202. Францессон Е. В., Каминский Ф. В. Карбонадо — разновидность алмаза некимберлитового генезиса.— *ДАН СССР*, т. 219, № 1, 1974, с. 187—189.
203. Францессон Е. В., Луц Б. Г. О находке графитосодержащего пиропового перидотита в кимберлитовой трубке «Мир».— *ДАН СССР*, т. 191, № 6, 1970, 1370—1373.
204. Frey F. A., Ferguson J., Chappell B. W. Petrogenesis of South African and Australian kimberlite suites. 2nd Int. Conf., Kimb., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
205. Frick C. The garnets in kimberlite and in the associated griquaite and ultramafic nodules. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35: 63—76, 1972.
206. Frick C. Kimberlitic ilmenites. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 76: 85—94, 1973.
207. Frick C. The sulphides in griquaite and garnet-peridotite xenoliths in kimberlite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39: 1—16, 1973.
208. Frick C. Ten kimberlites from Pofadder, Namaqualand, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 77: 31—36, 1974.
209. Frisch T. A note on "The petrological environment of magnesium ilmenite". *Lovering J. F., Widdowson J. R. Earth Planet Sci. Lett.*, 8: 329—330, 1970.
210. Галимов Э. М., Прохоров В. С., Федосеев Д. В., Варнин В. П. Гетероген-

- ные изотопные эффекты по углероду при синтезе алмаза и графита из газа.— *Геохимия*, № 3, 1973, с. 416—424.
211. *Garlick G. D., MacGregor I. D., Vogel D. E.* Oxygen isotope ratios in eclogites from kimberlites. *Science*, 172: 1025—1027, 1971.
212. *Geijer P.* Alnöitic dykes from the coast of Lulea and Kalix in northern Sweden. *Fennia*, 50: No. 11, 1928.
213. *Giardini A. A., Hurst V. J., Melton C. E., Stormer J. C.* Biotite as a primary inclusion in diamond: its nature and significance. *Am. Mineral.*, 59: 783—789, 1974.
214. *Gittins J., Hewins R. H., Laurin A. F.* Kimberlite-carbonatite dykes of the Saguenay valley, Quebec, Canada. *Phys. Chem. Earth*, 9: 137—148, 1975.
215. *Гневушев М. А., Кравцов Я. М.* О составе примесей в уральских и якутских алмазах.— *Изв. АН СССР*, т. 130, № 6, 1960, 1319—1321.
216. *Goetze C.* Sheared lherzolites from the point of view of rock mechanics. *Geology*, 3: 172—173, 1975.
217. *Goldsmith J. R.* Scapolites, granulites, and volatiles in the lower crust. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87: 161—168, 1976.
218. *Гоньякова В. И., Ружицкий В. О., Бойчук М. Д., Зарицкий А. И., Стрелкозов Н. Ф.* Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород на Русской платформе.— *Изв. АН СССР*, сер. геол., № 10, 1967, с. 31—46.
219. *Grantham D. R.* The diamond deposits of Panna, Central India. *Ind. Diamond Rev.*, 24: 30—35, 1964.
220. *Grantham D. R.* The diamond host-rocks of Ghana. *Abstr. 4th Symp. Afr. Geol.*, Sheffield, 1967, 1967.
221. *Grantham D. R., Allen J. B.* Kimberlites in Sierra Leone. *Overseas Geol. Miner. Resour.*, 8: 5—25, 1960.
222. *Green D. H., Ringwood A. E.* An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 767—833, 1967.
223. *Green D. H., Ringwood A. R.* The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet Sci. Lett.*, 3: 151—160, 1967.
224. *Green D. H., Sobolev N. V.* Co-existing garnets and ilmenites synthesised at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50: 217—229, 1975.
225. *Green H. W., Geuguen Y.* Origin of kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle. *Nature (London)*, 249: 617—620, 1974.
226. *Green T. H.* An experimental investigation of subsolidus assemblages formed at high pressure in high alumina basalt, kyanite eclogite and grosspydite compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 16: 84—114, 1967.
227. *Griffin W. L., Murthy V. R.* Abundance of K, Rb, Sr, and Ba in some ultramafic rocks and minerals. *Earth Planet Sci. Lett.*, 4: 497—501, 1968.
228. *Griffin W. L., Jensen B. B., Misra S. N.* Anomalous elongated rutile in eclogite-facies pyroxene and garnet. *Nor. Geol. Tidsskr.*, 51: 177—185, 1971.
229. *Griffin W. L., Carswell D. A., Nixon P. H.* Lower crystal granulites and eclogites from Lesotho, southern Africa. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics.* AGU, Wash., pp. 59—86, 1979.
230. *Гриненко Л. Н., Уханов А. В.* Изотопный состав серы и ее содержания в ксенолитах верхней мантии из кимберлитовой трубки «Обнаженная».— *Геохимия*, № 12, 1977, с. 1872—1875.
231. *Gurney J. J., Ahrens L. H.* The zinc content of some ultramafic and mafic rocks. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 76: 301—308, 1973.
232. *Gurney J. J., Berg G. W.* Potassium, sodium and caesium in South African kimberlites and their peridotite xenoliths. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 2: 417—427, 1968.
233. *Gurney J. J., Ebrahim S.* Chemical composition of Lesotho kimberlites. In: *Nixon P. H.* (ed.). *Lesotho kimberlites.* Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, p. 280—284, 1973.

234. Gurney J. J., Harte B. Chemical variations in upper mantle nodules from Southern African kimberlites. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 297: 273—293, 1980.
235. Gurney J. J., Hobbs J. B. M. Potassium, thorium and uranium in some kimberlite from South Africa. *Int. Conf. Kimb., Cape Town, Ext. Abstr.*, 143—145, 1973.
236. Gurney J. J., Switzer G. S. The discovery of garnets closely related to diamonds in the Finsch pipe, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39: 103—116, 1973.
237. Gurney J. J., Berg G. W., Ahrens L. H. Observations on caesium enrichment and the potassium/rubidium relationships in eclogites from the Roberts Victor Mine, South Africa. *Nature (London)*, 210: 1025—1027, 1966.
238. Gurney J. J., Siebert J. C., Whitfield G. G. A diamondiferous eclogite from the Roberts Victor Mine. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 2: 352—357, 1968.
239. Gurney J. J., Mathias M., Siebert C., Moseley G. Kyanite eclogites from the Rietfontein kimberlite pipe, Mier Coloured Reserve, Gordonia, Cape Province, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30: 46—52, 1971.
240. Gurney J. J., Fesq H. W., Kable E. J. D. Clinopyroxene-ilmenite intergrowths from kimberlite: a re-appraisal. In: Nixon P. H. (ed.). *Lesotho kimberlites*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 238—253, 1973.
241. Gurney J. J., Dawson J. B., Harte B., Lawless P. J. The bulk chemical composition of peridotite facies rocks from the Matsoku and Bultfontein pipes. *Kimb. Symp. Cambridge*, 1975, Ext. Abstr., 3—5, 1975.
242. Gurney J. J., Harte B., Cox K. G. Mantle xenoliths in the Matsoku kimberlite pipe. *Phys. Chem. Earth*, 9: 507—524, 1976.
243. Haggerty S. E. Spinels of unique composition associated with ilmenite reactions in the Lighobong kimberlite pipe, Lesotho. In: Nixon P. H. (ed.). *Lesotho kimberlites*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 149—158, 1973.
244. Haggerty S. E. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlite. *Phys. Chem. Earth*, 9: 295—307, 1975.
245. Haggerty S. E. An analysis of correlative and non-correlative oxide parameters for spinels and ilmenite in groundmass kimberlite. *Kimb. Symp. Cambridge*, 1975, Abstr., 1975.
246. Haggerty S. E., Boyd F. R. Kimberlite inclusions in an olivine megacryst from Monastery. *Kimb. Symb. Cambridge*, 1975, Abstr., 1975.
247. Haggerty S. E., Hardie R. B., McMahon B. M. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. AGU, Wash., pp. 249—256, 1979.
248. Hales A. L., Sacks I. S. Evidence for an intermediate layer from crustal structure studies in the eastern Transvaal. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 2: 15—33, 1959.
249. Harger H. S. Note on the occurrence of oriental ruby in kimberlites. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 14: 64—70, 1911.
250. Harris J. W. The recognition of diamond inclusions. I. Supergene inclusions. *Ind. Diamond Rev.*, 28: 420—410, 1968.
251. Harris J. W. Black material on mineral inclusions and in internal fracture planes in diamond. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35: 22—33, 1972.
252. Harris J. W., Gurney J. J. Inclusions in diamond. In: Field J. J. (ed.). *The properties of diamond*. Acad. Press, London, New York, pp. 555—591, 1979.
253. Harris J. W., Hawthorne J. B., Oosterveld M. M. Regional and local variations in the characteristics of diamonds from some southern African kimberlites. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 27—41, 1979.
254. Harris P. G. Zone refining and the origin of potassic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 195—208, 1957.

255. *Harris P. G., Middlemost E. A. K.* The evolution of kimberlites. *Lithos*, 3: 77—88, 1969.
256. *Harte B.* Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *J. Geol.*, 85: 279—288, 1977.
257. *Harte B.* Kimberlite nodules, upper mantle petrology and geotherms. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 288: 487—500, 1978.
258. *Harte B., Gurney J. J.* Evolution of clinopyroxene and garnet in an eclogite nodule from the Roberts Victor kimberlite pipe, South Africa. *Phys. Chem. Earth*, 9: 367—388, 1975.
259. *Harte B., Gurney J. J.* Ore mineral and phlogopite mineralisation within ultramafic nodules from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 74: 528—536, 1975.
260. *Harte B., Cox K. G., Gurney J. J.* Petrography and geological history of upper mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe. *Phys. Chem. Earth*, 9: 477—506, 1975.
261. *Harte B., Gurney J. J., Cox K. C.* Clinopyroxene-rich sheets in garnet peridotite xenolith specimens from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. 2nd Int. Conf. Kimb., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
262. *Harte B., Gurney J. J., Harris J. W.* The formation of peridotitic suite inclusions in diamond. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 181—190, 1980.
263. *Haskin L. A., Frey F. A., Schmitt R. A., Smith R. H.* Meteoritic, solar and terrestrial rareearth distribution. *Phys. Chem. Earth*, 7: 167—321, 1966.
264. *Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Wildeman R.* Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earths. In: *Ahrens L. H.* (ed.). Origin and distribution of the elements. Pergamon, London, pp. 889—912, 1968.
265. *Hatton C. J.* Geochemistry and origin of eclogite xenoliths from the Roberts Victor Mine. Unpubl. Ph. D. Thesis, University of Cape Town, 1978.
266. *Hatton C. J., Gurney J. J.* G. Igneous fractionation trends in Roberts Victor eclogites. 2nd Int. Conf. Kimb., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
267. *Hatton C. J., Gurney J. J.* Kyanite eclogites from the Roberts Victor Mine. 2nd Int. Conf. Kimb., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
268. *Haüy R. J.* Traite de minéralogie. Bachelier, Paris, 1822.
269. *Hawthorne J. B.* Kimberlite sills. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 71: 291—311, 1968.
270. *Hawthorne J. B.* Model of a kimberlite pipe. *Phys. Chem. Earth*, 9: 1—15, 1975.
271. *Hawthorne J. B., Carrington A. J., Clement C. R., Skinner E. M. W.* Geology of the Dokolwayo kimberlite and associated palaeo-alluvial diamond deposits. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. AGU, Wash., pp. 59—70, 1979.
272. *Hearn B. C.* Diatremes with kimberlitic affinities in north-central Montana. *Science*, 159: 522—625, 1968.
273. *Heath D. C., Toerien D. K.* A cryptovolcanic structure on Hatzium 1128, South West Africa. *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 1: 81—85, 1962.
274. *Heier K. S.* Uranium, thorium and potassium in eclogitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 849—860, 1963.
275. *Heier K. S., Compston W.* K/Rb ratios of eclogites. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1: 293—294, 1966.
276. *Helmstaedt H., Doig R.* Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado Plateau—samples of subducted Franciscan-type oceanic lithosphere. *Phys. Chem. Earth*, 9: 95—112, 1975.
277. *Higazy R. A.* Trace elements of volcanic ultrabasic potassic rocks of south-western Uganda and adjoining part of the Belgian Congo. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65: 39—70, 1954.
278. *Holmes A.* A contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 39: 379—428, 1936.
279. *Hornung G., Nixon P. H.* Chemical variations in the knorringite-rich garnets. In: *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 122—127, 1973.

280. *Howells S., O'Hara M. J.* Low solubility of alumina in enstatite and uncertainties in estimated palaeogeotherms. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 288: 471—486, 1978.
281. *Howells S., Begg C., O'Hara M. J.* Crystallisation of some natural eclogites and garnetiferous ultrabasic rocks at high temperature and pressure. *Phys. Chem. Earth.*, 9: 895—902, 1975.
282. *Huckenholz H. G., Knittel D.* Stability of grossularite-uvarovite solid solutions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49: 211—232, 1975.
283. *Илупин И. П.* Распространение и генезис некоторых гидротермальных и гипергенных минералов в кимберлитах Якутии.— *Сов. геология*, № 3, 1962, с. 152—156.
284. *Илупин И. П.* О химико-минералогических различиях последовательных фаз внедрения кимберлитов.— *Геология и геофизика*, № 2, 1972, с. 151—157.
285. *Илупин И. П., Қозлов И. Т.* Циркон в кимберлитах.— В кн.: *Геология, петрология и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы*.— М.: Наука, 1970, с. 254—266.
286. *Илупин И. П., Левшов П. П.* Применение рентгенометрического анализа для изучения связующей массы кимберлитов.— В кн.: *Геология, петрология и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы*.— М.: Наука, 1970, с. 301—307.
287. *Илупин И. П., Лутц Б. Г.* Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы.— *Сов. геология*, № 6, 1971, с. 61—73.
288. *Илупин И. П., Ровша В. С.* К минералогии ромбического пироксена в кимберлитах.— *ДАН СССР*, т. 205, № 1, 1972, с. 181—184.
289. *Илупин И. П., Хомяков А. П., Балашов Ю. А.* Редкие земли в аксессуарных минералах кимберлитов Якутии.— *ДАН СССР*, т. 201, № 5, 1971, с. 1214—1217.
290. *Илупин И. П., Милашев В. А., Томановская Ю. И., Евдокимов А. Н.* Ильменит из кимберлитов Якутии.— В кн.: *Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений*.— Изд. НИИГА, Л., 1974, с. 5—29.
291. *Irving A. J.* On the validity of palaeogeotherms determined from xenoliths suites in basalts and kimberlites. *Am. Mineral.*, 61: 638—642, 1976.
292. *Ито К., Kennedy G. C.* The melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. *Am. J. Sci.*, 265: 519—538, 1967.
293. *Иванов В. В., Илупин И. П., Старожицкая М. И., Гроссе Ю. И.* Распределение меди, серебра и золота в глубинных включениях и кимберлитах Якутии.— *Геохимия*, № 1, 1977, с. 1038—1051.
294. *Jackson P. M., Harle V.* The nature and conditions of formation of granulite facies xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe. 2nd Int. Conf. Kimb., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
295. *Jakob W. R. O.* Geochemical aspects of the megacryst suite from the Monastery kimberlite pipe. Unpubl. M. Sci. Thesis, University of Cape Town, 1977.
296. *Janse A. J. A.* Gross Brukkaros, a probable carbonatite volcano in the Nama Plateau of South-West Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 573—586, 1969.
297. *Janse A. J. A.* Monticellite-bearing porphyritic peridotite from Gross Brukkaros, South-West Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 74: 45—55, 1971.
298. *Janse A. J. A.* Kimberlites and related rocks from the Nama Plateau of South West Africa. *Phys. Chem. Earth*, 9: 81—94, 1975.
299. *Jordan T. H.* Mineralogies, densities and seismic velocities of garnet lherzolites and their geophysical implications. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 1—14, 1979.
300. *Junner N. R.* The diamond deposits of the Gold Coast. *Bull. Geol. Surv. Gold Coast*, 12: pp. 23, 1943.
301. *Kable E. J. D., Fesq H. W., Gurney J. J.* The significance of the inter-element relationships of some minor and trace elements in South African kimberlites. *Phys. Chem. Earth*, 9: 709—734, 1975.

302. Каминский Ф. В. Закономерности размещения кимберлитовых (разнофациальных) и родственных им пород на Сибирской платформе.— ДАН СССР, т. 204, № 5, 1972, с. 1187—1190.
303. Каминский Ф. В., Францессон Е. В., Хвостова А. П. Первые сведения о металлах группы платины (Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Os) в кимберлитовых породах.— ДАН СССР, т. 219, № 1, 1974, с. 204—207.
304. Kaneoka I., Aoki K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of phlogopite nodules and phlogopite-bearing peridotites in South African kimberlites. *Earth Planet Sci. Lett.*, 40: 119—129, 1978.
305. Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in a phlogopite nodule and a phlogopite-bearing peridotite in South African kimberlites. *Earth Planet Sci. Lett.*, 36: 181—186, 1977.
306. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond. *J. Geophys. Res.*, 81: 2467—2470, 1976.
307. Kennedy G. C., Nordlie B. E. The genesis of diamond deposits. *Econ. Geol.*, 63: 495—503, 1968.
308. Kerrich R., Fyfe W. S., Gorman B. E., Allison I. Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral Petrol.*, 65: 183—190, 1977.
309. Keyser A. A kimberlite occurrence in the Phillipstown District. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 43: 69—83, 1940.
310. Харьков А. Д. Явления высокотемпературного метаморфизма, связанные с кимберлитовой магмой.— Геология и геофизика, № 6, 1967, с. 124—126.
311. Харьков А. Д. Кимберлитовые жилы, сопряженные с трубками, как самостоятельная фаза кимберлитового магматизма.— ДАН СССР, т. 224, № 1, 1975, с. 190—193.
312. Харьков А. Д., Соболев Н. В., Чумирин К. Г. Включения хромдиоксида в цирконе из кимберлитовых пород Мало-Ботубинского района.— Записки ВМО, ч. 101, вып. 6, 1972, с. 431—433.
313. Хитаров Н. И., Слущкий А. Б., Пузин В. А., Ревин Н. И., Солдатов И. А. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах.— Геохимия, № 9, 1971, с. 1027—1040.
314. Хомяков А. П., Францессон Е. В. Состав апатита из карбонатитов Якугской алмазоносной провинции и распределение в нем редкоземельных элементов.— Геология и геофизика, № 12, с. 121—125.
315. Kidwell A. L. Mesozoic igneous activity in the northern Gulf Coastal Plain. *Trans. Gulf. Coast Assoc. Geol. Soc.*, 1951: 182—199, 1951.
316. Knopf D. Les kimberlites et les roches apparentées de Côte d'Ivoire. *Sodemi*, Abidjan, 1970.
317. Kobelski B. J., Gold D. P., Deines P. Variations in stable isotope compositions for carbon and oxygen in some South African and Lesothan kimberlites. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). Kimberlite, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*, AGU, Wash., pp. 252—271, 1979.
318. Komar P. D. Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dykes and sills. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 973—988, 1972.
319. Копецкий Л. Об алмазоносности Чешского массива.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960, с. 52—62.
320. Kopecký L., Pisová J., Pokorný L. Pyrope-bearing diatremes of the České Středohoří mountains. *Sb. Geol. Ved. Geol.*, 12: 81—130, 1967.
321. Коптиль В. И., Лазыко Е. Е., Серенко В. П. Алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки Сытыканская — первая находка в СССР.— ДАН СССР, т. 225, № 4, 1975, с. 924—927.
322. Ковальский В. В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации.— Изд. АН СССР, М., 1963, 184 с.
323. Ковальский В. В., Черский Н. В. Изотопный состав углерода алмазов и возможные источники углерода для их образования.— Геология и геофизика, № 9, 1972, с. 10—15.
324. Козлов И. Т. К геологии и петрографии кимберлитов Гвинеи.— Сов. геология, № 6, 1966, с. 113—125.

325. Козлов И. Т., Левшов П. П. Амакиннит — новый минерал из группы брусита — пироклорита. — Записки ВМО, ч. 91, вып. 1, 1962, с. 72—77.
326. *Kramers J.* Lead and strontium isotopes in Cretaceous kimberlites and mantle-derived xenoliths from southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34: 419—431, 1977.
327. *Kramers J. D.* Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 58—70, 1979.
328. *Kresten P.* The coating on kimberlite zircons: a preliminary study. In: *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 220—223, 1973.
329. *Kresten P.* Differential thermal analysis of kimberlites. In: *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 269—279, 1973.
330. *Kresten P.* Kimberlite zircons. *Int. Conf. Kimb. Cape Town, Ext. Abstr.*, 191—194, 1973.
331. *Kresten P., Fels P., Berggren G.* Kimberlite zircons — a possible aid in prospecting for kimberlites. *Miner. Deposita*, 10: 47—56, 1975.
332. *Kröner A.* Comments on "Is the African plate stationary?". *Nature (London)*, 243: 29—30, 1973.
333. Кротова О. И., Федоренко Б. В. Изотопный состав углерода алмаза и графита из эклогита. — Геохимия, № 10, 1970, с. 1279.
334. Кротова О. И., Гриненко В. А., Безруков Г. Н. К вопросу о возможных изотопных эффектах при образовании алмазов. — Геохимия, № 8, 1967, с. 1003—1004.
335. *Кухаренко А. А., Михайлов Б. М., Орлова М. Т.* К минералогии кимберлитов Либерийского щита (Западная Африка). — Сов. геология, № 11, 1971, с. 91—103.
336. *Kuno H., Aoki K.* Chemistry of ultramafic nodules and their bearings on the origin of basaltic magmas. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3: 273—301, 1970.
337. *Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Aoki K.* D/H ratios of co-existing phlogopite and richterite from mica nodules and a peridotite in South African kimberlites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52: 315—318, 1975.
338. *Kushiro I., Aoki K.* Origin of some eclogite inclusions in kimberlite. *Am. Mineral.*, 53: 1347—1367, 1968.
339. *Lambert I. B., Heier K. S.* Geochemical investigations of deep-seated rocks in the Australian Shield. *Lithos*, 1: 30—53, 1968.
340. *Lambert I. B., Wyllie P. J.* Stability of hornblende and a model for the low-velocity zone. *Nature (London)*, 219: 1240—1241, 1968.
341. *Lappin M. A.* The evolution of a grosspyrite from the Roberts Victor Mine, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 229—241, 1978.
342. *Lappin M. A., Dawson J. B.* Two Roberts Victor cumulate eclogites and their re-equilibration. *Phys. Chem. Earth*, 9: 351—366, 1975.
343. *Larsen E. S.* Petrographic province of central Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 51: 887—948, 1940.
344. *Lawless P. J.* Some aspects on the geochemistry of kimberlite xenocrysts. Unpubl. M. Sci. Thesis, University Cape Town, 1974.
345. *Lawless P. J., Gurney J. J., Dawson J. B.* Polymict peridotites from the Bullfontein and De Beers Mines, Kimberley, South Africa. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 145—155, 1979.
346. Лазько Е. Е., Афанасьев В. П. Минералы-включения в оливинах из кимберлитов трубки «Удачная» (Якутия). — Записки ВМО, ч. 103, вып. 1, 1974, с. 77—84.
347. *Le Bas M. J.* Pre-alkaline volcanism, crustal swelling and rifting. *Nature (London)*, 230: 85—87, 1971.
348. *Lebedev A. P.* Kimberlites of north-eastern U.S.S.R. and allied problems. *Geol. J.*, 4: 87—104, 1964.
349. *Lee H. A., Lawrence D. E.* A new occurrence of kimberlite in Gauthier Township, Ontario. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 68—22: pp. 16, 1968.

350. Lewis H. C. On a diamantiferous peridotite and the genesis of diamond. *Geol. Mag. New Ser.*, 5: 22—24, 1887.
351. Lewis H. C. The matrix of the diamond. *Geol. Mag. New Ser.*, 5: 129—131, 1888.
352. Lindsley D. H., Dixon S. A. Diopside-enstatite equilibria at 850° to 1400 °C, 5 to 35 kb. *Am. J. Sci.*, 276: 1285—1301, 1977.
353. Lloyd F. E., Bailey D. K. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. *Phys. Chem. Earth.*, 9: 389—416, 1975.
354. Lock N. P. The geology of the Letseng kimberlites, Lesotho. Unpubl. Ph. D. Thesis, University of Sheffield, 1980.
355. Lock N. P., Dawson J. B. Garnet-olivine reaction in the upper mantle: evidence from peridotite xenoliths in the Letseng le Terae kimberlite, Lesotho. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 71: 47—53, 1980.
356. Lorenz V. Phreatomagmatic origin of the olivine melilitite diatremes of the Schwabian Alb, Germany. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. AGU, Wash., pp. 354—363, 1979.
357. Loubet M., Bernat M., Javoy M., Allègre C. J. Rare earth contents in carbonatites. *Earth Planet Sci. Lett.*, 14: 226—232, 1972.
358. Lovering J. F., Tatsumoto M. Lead isotopes and the origin of granulite and eclogite inclusions in deep-seated pipes. *Earth Planet Sci. Lett.*, 4: 350—356, 1968.
359. Лутц Б. Г., Гладких В. С., Пятенко И. К., Викторова М. Е. Распределение ниобия и тантала в ультраосновных включениях из кимберлитов и базальтов.— *Сов. геология*, № 9, 1974, с. 60—71.
360. Maaløe S., Aoki K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral Petrol.*, 63: 161—173, 1977.
361. MacDonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol.*, 5: 82—133, 1964.
362. MacGregor A. M. The geology of the diamond-bearing grounds of the Sombula Forest. *Bull. Geol. Surv. S. Rhodesia*, 8: pp. 44, 1921.
363. MacGregor A. M., Ferguson J. C., Amm F. L. The geology of the country around the Queen's Mine, Bulawayo district. *Bull. Geol. Surv. S. Rhodesia*, 30: pp. 175, 1937.
364. MacGregor I. D. Mafic and ultramafic xenoliths from the Kao kimberlite pipe. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 156—172, 1979.
365. MacGregor I. D., Carter J. L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa. *Phys. Earth Planet Inter.*, 3: 391—397, 1970.
366. Macintyre R. M., Dawson J. B. Age and significance of some South African kimberlites. 4th Eur. Colloq. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol. Amsterdam, Abstr., 66, 1976.
367. Махлаев Л. В., Сурина Н. П. Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных и щелочных пород — новый район кимберлитового магматизма.— *ДАН СССР*, т. 153, № 5, 1963, с. 1172—1174.
368. Malde H. E. Serpentine pipes at Garnet Ridge, Arizona. *Science*, 119: 618, 1954.
369. Мальков Б. А. О петрологическом различии кимберлитов и меймечитов.— *ДАН СССР*, т. 206, № 4, 1972, с. 951—954.
370. Мальков Б. А. Брусит в кимберлитах.— *ДАН СССР*, т. 215, № 6, 1974, с. 1447—1450.
371. Мальков Б. А. Карбонатитовые кимберлиты — новый тип алмазоносных пород.— *ДАН СССР*, т. 221, № 5, 1975, с. 1170—1173.
372. Mannard G. The Singida kimberlite pipes. Unpubl. Ph. D. Thesis, McGill University, 1962.
373. Manton W. J., Tatsumoto M. Some Pb and Sr isotopic measurements in eclo-

- gites from the Roberts Victor Mine, South Africa. *Earth Planet Sci. Lett.*, 10: 217—226, 1971.
374. *Marchand M.* Ultramafic nodules from Ile Bizard, Quebec. Unpubl. M. Sci. Thesis, McGill University, 1970.
375. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки.—Сов. геология, № 1, 1975, с. 70—82.
376. *Marsh J. S.* Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth Planet Sci. Lett.*, 18: 317—323, 1973.
377. *Маршинцев В. К.* Эксплозивные карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарской антеклизы.— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы.— М.: Наука, 1970, с. 129—169.
378. *Маршинцев В. К.* О находке бадделейта в кимберлитовых породах Якутии.— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы.— М.: Наука, 1970, с. 247—253.
379. *Маршинцев В. К., Сукнева Л. С.* Скандий в минералах и породах кимберлитовых тел Якутии.— Геохимия, № 12, 1970, с. 1519—1522.
380. *Mathias M., Rickwood P. C.* Ultramafic xenoliths in the Matsoku kimberlite pipe. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 2: 359—369, 1969.
381. *Mathias M., Siebert J. C., Rickwood P. C.* Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26: 75—123, 1970.
382. *Mathur S. M.* Geology of the Panna diamond deposits. *Rec. Geol. Surv. India*, 87: 787—818, 1962.
383. *McCallum M. E., Eggler D. H.* Mineralogy of the Sloan diatreme, a kimberlite diatreme in northern Laramie County, Colorado. *Am. Mineral.*, 56: 1735—1749, 1971.
384. *McCallum M. E., Eggler D. H.* Diamonds in an upper mantle peridotite nodule from kimberlite in southern Wyoming. *Science*, 192: 253—256, 1976.
385. *McCallum M. E., Eggler D. H., Burns L. K.* Kimberlite diatremes in northern Colorado and southern Wyoming. *Phys. Chem. Earth*, 9: 149—162, 1975.
386. *McElhinny M. W., Briden J. C., Jones J. L., Brock A. B.* Geological and geophysical implications of palaeomagnetic results from Africa. *Rev. Geophys.*, 6: 201—238, 1968.
387. *McEwen T. J.* Diffusional mass transfer processes in pitted pebble conglomerates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67: 405—415, 1978.
388. *McGetchin T. R.* The Moses Rock dyke: petrology and mode of emplacement of kimberlite-bearing Breccia dyke, San Juan County, Utah. Unpubl. Ph. D. Thesis, Calif. Inst. Tech., 1968.
389. *McGetchin T. R., Besancon J. R.* Carbonate inclusions in mantle-derived porypes. *Earth Planet Sci. Lett.*, 18: 408—410, 1973.
390. *McGetchin T. R., Silver L. T.* Compositional relations in minerals from kimberlite and related rocks in the Moses Rock dykes, San Juan County, Utah. *Am. Mineral.*, 55: 1738—1771, 1970.
391. *McGetchin T. R., Silver L. T., Chodos A. A.* Titanoclinohumite: a possible mineralogical site for water in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 75: 255—259, 1970.
392. *McGetchin T. R., Nihan Y. S., Chodos A. A.* Carbonatite-kimberlite relations in the Cane Valley diatreme, San Juan County, Utah. *J. Geophys. Res.*, 78: 1854—1869, 1973.
393. *McIver J. R., Ferguson J.* Kimberlitic, metilitic, trachytic and carbonatite eruptives at Saltpetre Kop, Sutherland, South Africa. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). Kimberlite, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. AGU, Wash., pp. 111—128, 1979.
394. *McKinlay A. C. M.* Kimberlite intrusions cutting Karroo sediments in the Ruhuhu depression of south-west Tanganyika. *Rec. Geol. Surv. Tanganyika V*: 63—80, 1955.

395. McMahon B. M., Haggerty S. E. The Oka carbonatite complex: magnet compositions and the related role of titanium in pyrochlore. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. AGU, Wash., pp. 382—392, 1979.
396. Melton C. E., Giardini A. A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. Am. Mineral. 59: 775—782, 1974.
397. Melton C. E., Giardini A. A. Experimental results and a theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds. Am. Mineral. 60: 413—417, 1975.
398. Menzies M., Murthy V. R. Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. Nature 283: 634—636, 1980.
399. Mercier J. C. C. Peridotite xenoliths and the dynamics of kimberlite intrusion. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU Wash., pp. 197—212, 1979.
400. Mercier J. C. C., Carter N. L. Pyroxene geotherms. J. Geophys. Res. 80: 3349—3362, 1975.
401. Merh S. Further study of Majgawan diamond mine, Panna State, central India. Q. J. Geol. Min. Soc. India 24: 125—132, 1952.
402. Meyer H. O. A. Kimberlites of the continental United States: a review. J. Geol., 84: 377—403, 1976.
403. Meyer H. O. A., Boctor N. Z. Sulfide-oxide minerals in eclogite from Stockdale kimberlite, Kansas. Contrib. Mineral. Petrol., 52: 57—68, 1975.
404. Meyer H. O. A., Boyd F. R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. Geochim. Cosmochim. Acta, 36: 1255—1273, 1972.
405. Meyer H. O. A., Brookins D. G. Eclogite xenoliths from Stockdale kimberlite, Kansas. Contrib. Mineral. Petrol., 34: 60—72, 1971.
406. Meyer H. O. A., Brookins D. G. Sapphirine, sillimanite and garnet in granulite xenoliths from Stockdale kimberlite, Kansas. Am. Mineral., 61: 1194—1202, 1976.
407. Meyer H. O. A., Kridel Baugh S. J. Green Mountain kimberlite, Colorado: mineralogy and petrology. 2nd Int. Conf. Kimb., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
408. Meyer H. O. A., Sviszero D. P. Mineral inclusions in Brazilian diamonds. Phys. Chem. Earth, 9: 785—796, 1975.
409. Meyer H. O. A., Tsai H., Gurney J. J. A unique enstatite megacryst with co-existing Cr-poor and Cr-rich garnet, Weltvrede floors, South Africa. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlite and other volcanics. AGU, Wash., pp. 279—291, 1979.
410. Meyer de Stadelhofen. Les brèches kimberlitiques du territoire de Bakwanga (Congo). Arch. Sci., 16: 87—143, 1963.
411. Михеенко В. И. Механизм образования полосатой текстуры течения в кимберлите.— ДАН СССР, т. 179, № 1, 1968, с. 194—197.
412. Михеенко В. И. О серпентинизации кимберлита.— ДАН СССР, т. 202, № 5, 1971, с. 1178—1180.
413. Михеенко В. И., Ненашев Н. И. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии.— В кн.: Труды 9-й сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций СССР.— М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960, с. 140—164.
414. Михеенко В. И., Владимирова Б. М., Ненашев Н. И., Сельдишева Е. Б. Валу алмазоносного эцлогита из кимберлита трубки Мир.— ДАН СССР, т. 190, № 6, 1970, с. 1440—1443.
415. Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности.— Л.: Недра, 1965, 160 с.
416. Милашев В. А., Крутойярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы.— М.: Госгеолтехиздат, 1963, 216 с.
417. Mitchell R. H. Composition of perovskite in kimberlite. Am. Mineral., 57: 1748—1753, 1972.

418. *Mitchell R. H.* Composition of olivine, silica activity and oxygen fugacity in kimberlite. *Lithos*, 6: 65—82, 1973.
419. *Mitchell R. H.* Magnesian ilmenite and its role in kimberlite petrogenesis. *J. Geol.*, 81: 301—311, 1973.
420. *Mitchell R. H.* Theoretical aspects of gaseous and isotopic equilibria in the system C-H-O-S with application to kimberlite. *Phys. Chem. Earth*, 9: 903—916, 1975.
421. *Mitchell R. H.* Geochemistry of magnesian ilmenites from kimberlites in South Africa and Lesotho. *Lithos*, 10: 29—37, 1977.
422. *Mitchell R. H.* Composition of spinels in micaceous kimberlites from the Upper Canada Mine, Kirkland Lake, Ontario. *Can. Mineral.*, 16: 591—595, 1978.
423. *Mitchell R. H.* The alleged kimberlite-carbonatite relationship: additional contrary mineralogical evidence. *Am. J. Sci.*, 279: 570—589, 1979.
424. *Mitchell R. H., Brunfelt A. O.* Rare earth element geochemistry of kimberlite. *Phys. Chem. Earth*, 9: 671—686, 1975.
425. *Mitchell R. H., Carswell D. A.* Lanthanum, samarium and ytterbium abundances in some South Africa garnet lherzolites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 175—178, 1976.
426. *Mitchell R. H., Crockett J. H.* The isotopic composition of stromtium in some South African kimberlites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30: 277—290, 1971.
427. *Mitchell R. H., Crockett J. H.* Diamond genesis — a synthesis of opposing views. *Miner. Deposita*, 6: 392—403, 1971.
428. *Mitchell R. H., Fritz P.* Kimberlite from Somerset Island, District of Franklin, N. W. T. *Can. J. Earth Sci.*, 10: 384—393, 1973.
429. *Mitchell R. H., Brunfelt A. O., Nixon P. H.* Trace elements in magnesian ilmenites from Lesotho kimberlites. In: *Nixon P. H.* (ed.). *Lesotho kimberlite*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 230—235, 1973.
430. *Mitchell R. H., Carswell D. A., Brunfelt A. O.* Mineralogy and rare-earth geochemistry of an ilmenite-clinopyroxene xenolith from the Monastery Mine. In: *Nixon P. H.* (ed.). *Lesotho kimberlites*. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 224—229, 1973.
431. *Моор Г. Г.* О слюдоносных кимберлитах на севере Центральной Сибири, ДАН СССР, т. 31, № 4, 1941, с. 361—363.
432. *Моор Г. Г., Шейнманн Ю. М.* Порода из северной окраины Сибирской платформы.— ДАН СССР, т. 51, № 2, 1946, с. 141—144.
433. *Moore A. E.* The olivine melilitite-kimberlite association of Namaqualand. 1st Int. Conf. Kimb., Cape Town, Ext. Abstr., 239—242, 1973.
434. *Moore A. E.* Controls of post-Gondwanaland alkaline volcanism in southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 291—296, 1976.
435. *Morgan J.* Convection plumes in the lower mantle. *Nature (London)*, 230: 42—43, 1971.
436. *Mori T., Green D. H.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. *J. Geol.*, 86: 83—97, 1978.
437. *Muramatsu Y.* Geochemische Untersuchungen an Kimberliten, einem Granat-peridotit- und einem Eklogit-Einschluß aus Kimberley, Südafrika. Dr. Dissertation, University of Göttingen, 1977.
438. *Mysen B. O., Boettcher A. L.* Melting of a hydrous mantle: I. Phase relations of natural peridotites at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen. *J. Petrol.*, 16: 520—548, 1975.
439. *Naeser C. W.* Geochronology of the Navajo-Hopi diatremes, Four Corners area. *J. Geophys. Res.*, 76: 4878—4985, 1971.
440. *Некрасова П. А., Гамянина В. В.* Состав редких земель в минералах кимберлитов.— ДАН СССР, т. 182, № 2, 1968.
441. *Newton A. R., Gurney J. J.* Discussion of "A plate tectonics origin for diamond-bearing kimberlites". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 356—358, 1975.
442. *Нухишов К. Н., Гамянина В. В.* Редкоземельные элементы в перовскитах из интрузивных кимберлитов.— В кн.: Геология, петрография и минералогия

- магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы.— М.: Наука, 1970, с. 281—287.
443. *Никишов К. Н., Никишова Л. В.* О возможности реакционных взаимоотношений между оливином и монтчеллитом.— В кн.: Геология и петрология Сибирской платформы.— М.: Наука, 1966, с. 170—177.
444. *Никишов К. Н., Ковальский В. В., Маршинцев В. К.* Щелочно-ультраосновные породы (альениты, кимберлитовые и карбонатитовые) на северо-востоке Сибирской платформы.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXIV сессия. Доклады советских геологов, Проблема 14, Минералогия.— М.: Наука, 1972, с. 45—51.
445. *Nixon P. H.* Kimberlitic volcanoes in East Africa. *Overseas Geol. Mineral. Resour.*, 41: 119—130, 1973.
446. *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, 1973.
447. *Nixon P. H., Boyd F. R.* Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlite. In: *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 48—65, 1973.
448. *Nixon P. H., Boyd F. R.* The discrete nodule (megacryst) association in kimberlites from northern Lesotho. In: *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Nat. Dev. Co., Maseru, pp. 67—75, 1973.
449. *Nixon P. H., Boyd F. R.* Garnet-bearing lherzolites and discrete nodule suites from the Malaita alnöite, Solomon Islands, S. W. Pacific, and their bearing on oceanic mantle composition and geotherm. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 400—423, 1979.
450. *Nixon P. H., Hornung G.* A new chromium garnet end-member, knorringite, from kimberlite. *Am. Mineral.*, 53: 1833—1840, 1968.
451. *Nixon P. H., Kresten P.* Chromium and nickel in kimberlite ilmenites. In: *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites. Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, p. 235—237, 1973.
452. *Nixon P. H., Knorring O., von Rooke J. M.* Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: a mineralogical and geochemical study. *Am. Mineral.*, 48: 1090—1132, 1963.
453. *Nixon P. H., Boyd F. R., Bouiller A. M.* The evidence of kimberlite and its inclusions on the constitution of the outer part of the earth. In: *Nixon P. H.* (ed.). Lesotho kimberlites, Lesotho Natl. Dev. Co., Maseru, pp. 312—318, 1973.
454. *Nixon P. H., Chapman N. A., Gurney J. I.* Pyrope-spinel (alkremite) xenoliths from kimberlites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 341—346, 1978.
455. *O'Daniel H.* Ein chromhaltiger Pyroxen von Jagersfontein (Südafrika). *Z. Kristallogr.*, 75: 575, 1930.
456. *O'Hara M. J., Mercy E. L. P.* Eclogites, peridotite and pyrope from the Navajo country, Arizona and New Mexico. *Am. Mineral.*, 51: 336—352, 1966.
457. *O'Hara M. J., Yoder H. S.* Formation and fractionation of basic magmas at high pressure. *Scott. J. Geol.*, 3: 67—117, 1967.
458. *O'Hara M. J., Richardson S. W., Wilson G.* Garnet peridotite stability and occurrence in crust and mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 32: 48—68, 1971.
459. *O'Hara M. J., Saunders M., Mercy E. L. P.* Garnet peridotite, possible ultrabasic magmas and eclogite: interpretation of upper mantle processes in kimberlite. *Phys. Chem. Earth*, 9: 681—713, 1975.
460. *Орлов Ю. Я.* Минералогия алмаза.— М.: Наука, 1973, 224 с.
461. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.* Membrane tectonics and the East African Rift, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22: 133—140, 1974.
462. *Parry J., Wright F. E.* Aiwillite, a new hydrous calcium silicate from the Dutoitspan Mine, Kimberley, South Africa. *Min. Mag.*, 20: 277—286, 1925.
463. *Parry J., Williams A. F., Wright F. E.* On buifonteinite, a new fluorine-bearing hydrous calcium silicate from South Africa. *Min. Mag.*, 23: 145—162, 1932.
464. *Pasteris J. D., Boyd F. R., Nixon P. H.* The ilmenite association at the Frank Smith mine, R.S.A. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle

- sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 257—264, 1979.
465. Paul D. K. Isotopic composition of strontium in Indian kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 389—394, 1979.
466. Paul D. K., Potts P. J. Rare-earth abundances in kimberlites from Greenland and Zambia. *Chem. Geol.*, 18: 161—167, 1976.
467. Paul D. K., Potts P. J., Gibson I. L., Harris P. G. Rare-earth abundances in Indian kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25: 151—158, 1975.
468. Paul D. K., Rex D. C., Harris P. G. Chemical characteristics and K-Ar ages of Indian kimberlite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 364—366, 1975.
469. Paul D. K., Crocket J. H., Nixon P. H. Abundances of palladium, indium and gold in kimberlites and associated nodules. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 272—279, 1979.
470. Павлов Д. И. Об участии хлора в эндогенной минерализации кимберлитов.— *Геология и геофизика*, № 3, 1969, с. 133—134.
471. Павлов Д. И., Илупин И. П. Галит в кимберлитах Якутии, его соотношения с серпентином и вопрос об источнике отложивших его растворов.— *ДАН СССР*, т. 213, № 6, 1973, с. 1406—1409.
472. Печерский В. П. О находке слюдяных алмазоносных кимберлитов в предгорной части Восточного Саяна.— *Сов. геология*, № 4, 1965, с. 131—133.
473. Philpotts J. A., Schnetzler G. C., Thomas H. M. Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 1131—1166, 1972.
474. Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., Lavrentyev Yu. G. Xenoliths diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites. 2nd Int. Conf. Kimb., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977.
475. Pollard E. R., Dixon C. G., Dujardin R. J. Diamond resources of British Guiana. *Bull. Geol. Surv. Br. Guiana*, 28: pp. 45, 1957.
476. Пономаренко А. И. Алькремиты — новая разновидность глиноземистых гипербазитов (ксенолиты из кимберлитовой трубки «Удачная»).— *ДАН СССР*, т. 225, № 4, 1975, с. 928—931.
477. Пономаренко А. И., Специус З. В. Коэсит из эклогитов трубки «Удачная», Якутия.— В кн.: XI съезд ММА, т. II, — Новосибирск, 1978, с. 21—22.
478. Пономаренко А. И., Серенко В. П., Лазыко Е. Е. Новые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке «Удачная».— *ДАН СССР*, т. 209, № 1, 1973, с. 188—189.
479. Пономаренко А. И., Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Соболев В. С., Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная», Якутия.— *ДАН СССР*, т. 226, № 4, 1976, с. 927—930.
480. Попов А. С. К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского полуострова.— *ДАН СССР*, т. 174, № 1, 1967, с. 173—176.
481. Prinz M., Manson D. V., Hlava P. F., Keil K. Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages. *Phys. Chem. Earth*, 9: 797—816, 1975.
482. Raber E., Haggerty S. Zircon-oxide reactions in diamond-bearing kimberlites. In: Boyd F. R., Meyer H. O. A. (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 229—240, 1979.
483. Рабкин М. И., Кругозарский М. А., Милашев В. А. Классификация кимберлитовых пород Якутии и их номенклатура.— *Труды НИИГА*, т. 121, 1962, с. 154—161.
484. Råheim A., Green D. H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe—Mg partition coefficient for co-existing garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 179—203, 1974.
485. Ramberg I. B., Barth T. F. W. Eocambrian volcanism in southern Norway. *Nor. Geol. Tidskr.*, 46: 219—234, 1966.
486. Rao P. S., Phadtare P. H. Kimberlite pipe rocks of the Wajrakurur area — Anantpur District, Andhra Pradesh. *J. Geol. Soc. India*, 7: 110—117, 1966.

487. *Rawlinson P. J., Dawson J. B.* A quench pyroxene-ilmenite xenolith from kimberlite: implications for pyroxene-ilmenite intergrowths. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 292—299, 1979.
488. *Real F.* Intrusões kimberlíticas da Lunda. Serv. Geol. Port. Mem., 5, 1959.
489. *Reay A., Wood C. P.* Ilmenites from Kakanui, New Zealand. Min. Mag., 39: 721—723, 1974.
490. *Reid A. M., Dawson J. B.* Olivine-garnet reaction in peridotites from Tanzania. Lithos, 5: 115—124, 1972.
491. *Reid A. M., Hanor J. S.* Pyrope in kimberlites. Am. Mineral., 55: 1374—1379, 1970.
492. *Reid A. M., Donaldson C. H., Ridley W. I., Brown R. W., Dawson J. B.* The Igwisi Hills extrusive "kimberlites". Phys. Chem. Earth, 9: 199—218, 1975.
493. *Reid A. M., Donaldson C. H., Brown R. W., Ridley W. I., Dawson J. B.* Mineral chemistry of peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Tanzania. Phys. Chem. Earth, 9: 525—544, 1975.
494. *Reid A. M., Brown R. W., Dawson J. B., Whitfield G. G., Siebert J. C.* Garnet and pyroxene compositions in some diamondiferous eclogites. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 203—220, 1976.
495. *Reis B.* Preliminary note on the distribution and tectonic control of kimberlites in Angola. Proc. 24th Int. Geol. Congr. Sect., 4: 276—281, 1972.
496. *Rickwood P. C., Mathias M.* Diamondiferous eclogite xenoliths in kimberlite. Lithos, 3: 223—235, 1970.
497. *Rickwood P. C., Mathias M., Siebert J. C.* A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlite. Contrib. Mineral. Petrol., 19: 271—301, 1968.
498. *Rickwood P. C., Gurney J. J., Whie-Cooper D. R.* The nature and occurrence of eclogite xenoliths in the kimberlites of southern Africa. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 2: 371—393, 1969.
499. *Ridley W. I., Dawson J. B.* Lithophile trace element data bearing on the origin of peridotite xenoliths, ankaramite and carbonatite from Lashaine volcano, Tanzania. Phys. Chem. Earth, 9: 559—570, 1975.
500. *Rimann E.* Über Kimberlit und Alnöit in Brasilien. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 33: 244—262, 1915.
501. *Rimann E.* Über das Muttergestein der Diamanten von Minas Geraes, Brasilien. Fortschr. Mineral. Kristallogr. Petrogr., 16: 93—96, 1931.
502. *Rimsaite J.* Distribution of major and minor constituents between mica and host ultrabasic rocks and between zoned mica and zoned spinel. Contrib. Mineral. Petrol., 33: 259—272, 1971.
503. *Ringwood A. E.* Composition and petrology of the earth's mantle. McGraw-Hill, New York, 1975 [имеется перевод: Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.—М.: Недра, 1981, 584 с.].
504. *Ringwood A. E., Green D. H.* An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics, 3: 383—427, 1966.
505. *Ringwood A. E., Lovering J. F.* Significance of pyroxene-ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths. Earth Planet. Sci. Lett., 7: 371—375, 1978.
506. *Robinson D. N.* Magnetite-serpentine-calcite dykes at Premier Mine and aspects of their relationship to kimberlite and to the carbonatite of alkalic carbonatite complexes. Phys. Chem. Earth, 9: 61—70, 1975.
507. *Robinson D. N.* The characteristics of natural diamond and their interpretation. Miner. Sci. Eng., 10: 55—71, 1978.
508. *Robinson D. N.* Diamond and graphite in eclogite xenoliths from kimberlite. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 50—58, 1979.
509. *Roedder E.* Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. Am. Mineral., 50: 1746—1782, 1965.

510. *Rogers N. W.* Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the composition of the lower continental crust. *Nature* (London), 270: 681—684, 1977.
511. *Ровина В. С., Илупин И. П.* Хромшпинели в кимберлитах Якутии.— *Геология и геофизика*, № 3, 1970, с. 47—56.
512. *Ruotsala A. P.* Alteration of the Finsch kimberlite pipe, South Africa. *Econ. Geol.*, 70: 587—590, 1975.
513. *Sampson D. N.* The volcanic hills at Igwisi. *Rec. Geol. Surv. Tanganyika*, 3: 48—53, 1953.
514. *Schmid R., Wood B. J.* Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbano zone (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 255—279, 1976.
515. *Schutte C. E. G.* The chemical composition and hafnium/zirconium ratios of South Africa zircons. *Bull. Geol. Surv. S. Afr.*, 46: pp. 71, 1966.
516. *Schutte F. J. P.* Xenoliete en xenotriste in kimberlit van Barkly-Wes. Unpubl. M. Sci. Thesis, University of Potchefstroom, 1967.
517. *Scott B. H.* Petrogenesis of kimberlites and associated potassic lamprophyres from Central West Greenland. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*, AGU, Wash., pp. 190—205, 1979.
518. *Sellschop J. P. F., Mingay D. W., Bibby D. M., Erasmus S. A.* Determination of impurities in diamond by nuclear methods. *Diamond Res.*, 1974: 43—50, 1974.
519. *Sen S. N., Rao C. N.* Igneous activity in Cuddapah Basin and adjacent areas and suggestions on the palaeogeography of the Basin. *Proc. Int. Symp. Indian Upper Mantle Project, Hyderabad*, pp. 261—285, 1967.
520. *Sen S. N., Rao C. N.* Chelima dykes. *Proc. 2nd Symp. Indian Upper Mantle Project, Hyderabad*, pp. 435—439, 1970.
521. *Сергеева Н. Е.* Электронно-микроскопическое исследование микроморфологии пикроильменита из кимберлитовых трубок Якутии.— *Вестник Моск. ун-та, геол.*, № 3, 1970, с. 53—59.
522. *Shand S. J.* The alkaline rocks of the Franspoort Line, Pretoria District. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 25: 81—101, 1922.
523. *Sharp W. E.* Pyrrhotite: a common inclusion in South African diamonds. *Nature* (London), 211: 402—403, 1966.
524. *Sharp W. E.* A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21: 351—354, 1974.
525. *Щелчкова С. Г., Бровкин А. А.* О «титаноливинне» из кимберлитов Сибири.— *Записки ВМО*, ч. 98, вып. 2, 1969, с. 246—247.
526. *Shee S. R., Gurney J. J.* The mineralogy of xenoliths from Orapa, Botswana. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. AGU, Wash., pp. 37—49, 1979.
527. *Sheppard S. M. F., Dawson J. B.* $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and D/H isotope variations in "primary" igneous carbonatites. *Fortschr. Mineral.*, 50: 128—129, 1973.
528. *Sheppard S. M. F., Dawson J. B.* Hydrogen, carbon and oxygen isotope studies of megacrysts and matrix minerals from Lesothan and South African kimberlites. *Phys. Chem. Earth*, 9: 747—763, 1975.
529. *Shimizu N.* Geochemistry of ultramafic inclusions from Salt Lake Crater, Hawaii, and from southern African kimberlites. *Phys. Chem. Earth*, 9: 655—670, 1975.
530. *Shimizu N.* Rare earth elements in garnets and clinopyroxenes from garnet lherzolite nodules in kimberlites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25: 26—32, 1975.
531. *Singewald J. T., Milton C.* An alnöite pipe, its contact phenomena and ore deposition near Avon, Missouri. *J. Geol.*, 38: 54—66, 1930.
532. *Skinner E. M. W., Clement C. R.* Mineralogical classification of southern African kimberlites. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*, AGU, Wash., pp. 129—139, 1979.
533. *Смирнов Г. И.* К минералогии сибирских кимберлитов.— *Труды ЯФ СО АН СССР*, сб. 4, Изд. АН СССР, 1959, с. 47—73.

534. *Smith D., Levy S.* Petrology of the Green Knobs diatreme and implications for the upper mantle below the Colorado Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29: 107—125, 1976.
535. *Smith J. V., Dawson J. B.* Chemistry of Ti-poor spinels, ilmenites and rutiles from peridotite and eclogite xenoliths. *Phys. Chem. Earth*, 9: 309—322, 1975.
536. *Smith J. V., Brenneskoltz R., Dawson J. B.* Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths. I. Micaceous kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 959—971, 1978.
537. *Smith J. V., Hervig R. L., Ackermann D., Dawson J. B. K.* Rb, and Ba in micas from kimberlite and peridotite xenoliths and implications for origin of basaltic rocks. In: *Boyd R. F., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and mineralogy.* AGU, Wash., pp. 241—251, 1979.
538. *Smulikowski K.* Classification of eclogites and allied rocks. *Krystallinikum*, 9: 107—130, 1972.
539. *Smyth J. R.* Quartz pseudomorphs after coesite. *Am. Mineral.*, 62: 828—830, 1977.
540. *Smyth J. R., Hatton C. J.* A coesite-sanidine grosspydite from the Roberts Victor kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34: 284—290, 1977.
541. *Snyder F. G., Gerdemann P. E.* Explosive igneous activity along an Illinois-Missouri-Kansas axis. *Am. J. Sci.*, 263: 465—493, 1965.
542. *Sobolev N. V.* Eclogites and pyrope peridotites from the kimberlites of Yakutia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3: 398—404, 1970.
543. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.—Новосибирск: Наука, 1974, 264 с.
544. *Соболев Н. В., Кузнецова И. К.* Новые данные по минералогии эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии.—*ДАН СССР*, т. 163, № 2, 1965, с. 471—474
545. *Sobolev N. V., Lavrentyev Yu. G.* Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31: 1—12, 1972.
546. *Соболев Н. В., Боткунов А. И., Кузнецова И. К.* Алмазоносный эклогит с обогащенным кальцием гранатом из трубки «Мир» (Якутия).—*Геология и геофизика*, № 4, 1969, с. 125—128.
547. *Sobolev N. V., Kuznelsova I. K., Zyuzin N. I.* The petrology of grosspydite xenoliths from the Zagadochnaya a kimberlite pipe in Yakutia. *J. Petrol.*, 9: 253—280, 1968.
548. *Соболев Н. В., Пустынцев В. И., Кузнецова И. К., Харьков А. Д.* Новые данные по минералогии алмазоносных эклогитов из трубки «Мир» (Якутия).—*Геология и геофизика*, № 3, 1969, с. 113—116.
549. *Соболев Н. В., Боткунов А. И., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н.* Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами из трубки «Мир» (Якутия).—*Записки ВМО*, ч. 100, вып. 5, 1971, с. 558—564.
550. *Соболев С. Ф., Лапин А. В., Назаренко И. И., Кислова И. В., Илупин И. П.* Селен в кимберлитах и глубинных перидотитовых ксенолитах Якутии.—*Геохимия*, № 1, 1975, с. 67—73.
551. *Соболев В. С., Соболев Н. В.* Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.—*ДАН СССР*, т. 158, № 1, 1964, с. 143—145.
552. *Соболев В. С., Харьков А. Д., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н.* Зональный гранат из кимберлита трубки «Мир».—*ДАН СССР*, т. 207, № 2, 1972, с. 421—424.
553. *Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н.* Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал», Якутия.—*ДАН СССР*, т. 188, № 5, 1969, с. 1141—1143.
554. *Sorby H. C.* On the direct correlation of mechanical and chemical forces. *Proc. R. Soc.*, 12: 538—550, 1863.
555. *Старков Н. П.* Древняя формация пикритовых порфиритов западного склона Урала.—*ДАН СССР*, т. 177, № 1, 1967, с. 189—192.

556. *Ставров О. Д., Уханов А. В.* Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии.— *Геохимия*, № 3, 1971, с. 282—293.
557. *Steele K. F., Wagner G. H.* Relationship of the Murfreesboro kimberlite and other igneous rocks of Arkansas, U. S. A. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 393—399, 1979.
558. *Stephens W. E., Dawson J. B.* Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths. *J. Geol.*, 85: 433—449, 1977.
559. *Stockley G. M.* Report on the geology of Basutoland. Basutoland Gov., Maseru, 1948.
560. *Stracke K. J., Ferguson J., Black L. P.* Structural setting of kimberlite in south-eastern Australia. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 71—91, 1979.
561. *Stueber A. M., Goles G. G.* Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 75—93, 1967.
562. *Stueber A. M., Murthy V. R.* Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30: 1243—1259, 1966.
563. *Sutton J. R.* Diamond: a descriptive treatise. Murby, London, 1928.
564. *Suwa K., Oana S., Wada H., Osaki S.* Isotope geochemistry and petrology of African carbonatites. *Phys. Chem. Earth*, 9: 735—745, 1975.
565. *Svisero D. P., Meyer H. O. A., Tsai H.* Kimberlites in Brazil: an initial report. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 92—100, 1979.
566. *Switzer G., Melson W. G.* Partially melted kyanite eclogite from the Roberts Victor mine, South Africa. *Smithson Contrib. Earth Sci.*, 1: pp. 9, 1969.
567. *Taljaard M. S.* South African melilite basalts and their relations. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 39: 281—316, 1936.
568. *Taylor H. P.* The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19: 1—71, 1968.
569. *Teale E. O.* The kimberlites and associated occurrences of the Iramba plateau. *Geol. Surv. Tanganyika, Short Pap.*, 10: pp. 10, 1932.
570. *Thode H. G., Monster J., Dunford H. B.* Sulfur isotope geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5: 286—298, 1961.
571. *Thompson G., Melson W. G.* The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading. *J. Geol.*, 80: 526—538, 1972.
572. *Thompson L. F.* The upland diamond deposits of the Diamantina district, Minas Geraes, Brazil. *Econ. Geol.*, 23: 705—723, 1928.
573. *Thorsteinsson R., Tozer E. T.* Geology of the Arctic archipelago. In: *Douglas R. J. W.* (ed.). *Geology and economic minerals of Canada*. Geol. Surv. Canada, Ottawa, pp. 548—590, 1969.
574. *Tolansky S.* The microstructures on diamond surfaces. *Natl. Assoc. Gemmol.*, London, 1955.
575. *Tolman C., Landes K. K.* Igneous rocks of the Missouri lead-zinc deposits. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 24: 71—103, 1937.
576. *Touret J.* Facies granulite et inclusions carbonique. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, Vol. P. Michot: 267—287, 1974.
577. *Tsai H. M., Meyer H. O. A., Moreau J., Milledge H. J.* Mineral inclusions in diamond: Premier, Jagersfontein and Finsch kimberlites, South Africa, and Williamson Mine, Tanzania. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. AGU, Wash., pp. 16—26, 1979.
578. *Tsai H. M., Shieh Y., Meyer H. O. A.* Mineralogy and S^{34}/S^{32} ratios of sulfides associated with kimberlite, xenoliths and diamonds. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. AGU, Wash., pp. 87—103, 1979.

579. Уханов А. В. Оливиновый мелилитит из алмазоносной трубки взрыва.— ДАН СССР, т. 153, № 4, 1963, с. 923—925.
580. Уханов А. В. Никель в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Северной Якутии.— Геохимия, № 12, 1968, с. 1470—1478.
581. Уханов А. В., Пчелинцева Н. Ф. Содержание золота в перидотитовых и эклогитовых включениях из кимберлитовой трубки «Обнаженная».— Геохимия, № 2, 1972, с. 247.
582. Van Bemmelen R. W. The geology of Indonesia. Netherlands Gov. Print. Office, The Hague, 1949 [имеется перевод: Ван Беммелен Р. Геология Индонезии.— М.: ИЛ, 1957, 394 с.]
583. Vanuxem L. Geological Survey of New York. 2nd Annu. Rep. Geol. Surv. Third Dt., 1937.
584. Velde D. Armalcolite-Ti phlogopite-diopside-analcite lamproites from Smoky Butte, Garfield County, Montana. Am. Mineral., 60: 566—573, 1975.
585. Verhoogen J. Les pipes de kimberlites de Katanga Ann. Serv. Mines, 9: 1—50, 1938.
586. Verwoerd W. J. The carbonatites of South Africa and South West Africa. Geol. Surv. S. Afr. Handb., 6: pp. 452, 1967.
587. Viljoen R. P., Viljoen M. J. Evidence for the composition of the primitive mantle and its products of partial melting from a study of the mafic and ultramafic rocks of the Barberton mountain land. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 2: 275—304, 1969.
588. Villar H. M. El complejo ultrabásico de Novilla Muerto, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza, Republica Argentina. Rev. Assoc. Geol. Argent., 24: 223—238, 1969.
589. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, № 4, 1962, с. 555—571.
590. Виноградов А. П., Кротова О. И., Орлов Ю. Я., Гриненко В. А. Изотопный состав кристаллов алмаза и карбонадо.— Геохимия, № 12, 1966, с. 1395—1397.
591. Волянюк Н. Я., Семенова Е. Г., Елизарова Т. И., Бондарева Г. В. Включения пиропового и пироп-шпинелевого лерцолита из базанита Витимского плоскогорья.— ДАН СССР, т. 228, № 3, 1976, с. 693—696.
592. Воскресенская В. Б., Ковальский В. В., Никишов К. Н., Парина З. Ф. О находке титаноливина в кимберлитах Сибири.— Записки ВМО, ч. 94, вып. 5, 1965, с. 600—603.
593. Vredevoogd J. J., Forbes W. C. The system diopside-ureyite at 20 kb. Contrib. Mineral. Petrol., 52: 147—156, 1975.
594. Wagner P. A. Petrographical notes on the kimberlite occurrences in the Pretoria district. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 14: 43—63, 1911.
595. Wagner P. A. The diamond fields of southern Africa. Transvaal Leader, Johannesburg, 1914.
596. Wagner P. A. Graphite-bearing xenoliths from the Jagersfontein diamond mine. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 19: 54—56, 1916.
597. Watkinson D. H., Chao G. Y. Shortite in kimberlite from the Upper Canada gold mine, Ontario. J. Geol., 81: 229—233, 1973.
598. Watson K. D. Kimberlites of eastern North America. In: *Wyllie P. J.* (ed.). Ultramafic and related rocks. Wiley, New York, pp. 312—323, 1967.
599. Watson K. D. Kimberlite pipes of north-eastern Arizona. In: *Wyllie P. J.* (ed.). Ultramafic and related rocks. Wiley, New York, pp. 261—269, 1967.
600. Watson K. D. Kimberlites of the Superior Province, Canadian Shield. Int. Conf. Kimb. Cape Town, Ext. Abstr., 305—308, 1973.
601. Wedepohl K. H. The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. Fortsch. Mineral., 52: 141—172, 1975.
602. Wedepohl K. H., Muramatsu Y. The chemical composition of kimberlites compared with the average composition of three basaltic magma types. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. AGU, Wash., pp. 300—312, 1979.
603. Wendland R. H., Harrison W. J. Rare earth partitioning between immiscible

- carbonate and silicate liquids and CO₂ vapour: results and implications for the formation of light rare earth-enriched rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 409—419, 1979.
604. *White R. W., Leo G. W.* Geological reconnaissance in western Liberia. *Liberia Geol. Surv. Spec. Pap.*, 1, 1969.
605. *White R. W., Leo G. W.* Geological summary of age provinces of Liberia. *Bull. Geol. Min. Metal. Soc. Liberia*, 4: 96—106, 1970.
606. *Whitfield G. G.* A petrological and mineralogical study of peridotite and eclogite xenoliths from certain kimberlite pipes. Unpubl. M. Sci. Thesis, Rhodes University, 1971.
607. *Wickmann F. E.* The cycle of carbon and stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9: 136—153, 1956.
608. *Williams A. F.* The genesis of the diamond. Ernest Benn., London, 1932.
609. *Williams G. J.* The kimberlite province and associated diamond deposits of Tanganyika Territory, *Bull. Tanganyika Geol. Surv.*, 12: pp. 41, 1939.
610. *Williams H. R., Williams R. A.* Kimberlites and plate tectonics in West Africa. *Nature (London)*, 270: 507—508, 1977.
611. *Wood B. J.* The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46: 1—15, 1974.
612. *Woolsey T. S., McCallum M. E., Schumm S. A.* Modelling of diatreme emplacement by fluidization. *Phys. Chem. Earth*, 9: 29—42, 1975.
613. *Wyatt B. A.* The melting and crystallization behaviour of a natural clinopyroxene-ilmenite intergrowth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 1—9, 1977.
614. *Wyatt B.* Kimberlite chromian micro-ilmenites with intergrowths of titanian chromite and rutile. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. AGU, Wash., pp. 257—264, 1979.
615. *Wyllie P. J.* Kimberlite magmas from the system peridotite-CO₂-H₂O. In: *Boyd F. R., Meyer H. O. A.* (eds.). Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry, AGU, Wash., pp. 319—329, 1979.
616. *Wyllie P. J.* Magmas and volatile components. *Am. Mineral.*, 64: 469—500, 1979.
617. *Yoder H. S.* Relationship of melilite-bearing rocks to kimberlite: a preliminary report on the system akermanite-CO₂. *Phys. Chem. Earth*, 9: 883—894, 1975.
618. *Yoder H. S., Tilley C. E.* Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3: 342—532, 1962 [имеется перевод: *Йодер Г. С., м.л., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм.—М.: Мир, 1965, 248 с.].
619. *Zartman R. E., Brock M. R., Heyl A. V., Thomas H. H.* K-Ar and Rb-Sr ages of some alkalic intrusive rocks from central and eastern United States. *Am. J. Sci.*, 265: 848—870, 1967.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акаоги (Akaogi)** 119
Акелла (Akella) 168, 231
Акимов 156, 194, 196
Аккерманд (Ackermant) 126, 127, 176, 255
Алберт (Albert A.) 253
Алберт (Albert D.) 253
Аллегре (Allegre) 171
Аллен (Allen) 8, 16, 33
Аллисон (Allison) 239
Амм (Amm) 18, 21
Андерсон (Anderson) 55, 251, 258
Аоки (Aoki) 119, 124, 153, 155, 187, 200, 219—221, 263
Аренс (Ahrens) 73, 74, 119, 193
Арсеньев 29
Атерстон (Atherston) 9
Афанасьев 112
- Балашов** 77, 102, 119
Банно (Banno) 175
Барбоса (Barbosa) 40
Барде (Bardet) 7, 15, 16, 28, 124, 149
Барретт (Barrett) 23, 24, 80, 81, 96, 107, 231
Басу (Basu) 239, 264
Бегг (Begg) 211
Бейли (Bailey) 244, 245, 263
Бек (Beck) 182, 226
Беннет (Bennet) 36
Берг (Berg) 73, 74, 80, 156, 182, 193, 196
Бергер (Berger) 22, 23
Берзина 156, 194
Бернс (Burns) 112, 132, 236
Бест (Best) 245
Бёттчер (Boettcher) 211, 212, 235, 245
Бибби (Bibby) 77, 85, 89, 256
Билал (Bilal) 134
Битти (Beatty) 182
Бишоп (Bishop) 122, 141, 143, 160, 163, 164, 181, 182, 185, 189, 198, 200, 201, 204, 205, 212, 213, 222, 236, 260
Блэк (Black) 33
Бобревич 11, 28, 43, 83, 91, 94, 106, 108, 109, 118, 119, 127—129, 133, 141, 180, 181, 187
Бойд (Boyd) 7, 33, 88, 94, 96, 97, 99, 110, 112, 122, 123, 158—164, 166, 168, 172, 174, 175, 201, 212, 214, 216, 219, 223—226, 228, 231, 233, 237—240, 242, 253, 257
Бойчук 32
Боктор (Boctor) 207, 252
Болдок (Baldock) 19
Болдуин (Baldwin) 7
Бондарева 253
Бондаренко 43, 83, 91, 106, 127, 129, 133, 141, 180, 181
Боткунов 88
Бош (Bosch) 19, 21, 175
Браннок (Brannock) 182
Бранфелт (Brunfelt) 76, 77, 96, 230, 251
Браун (Brown) 18, 36, 50, 100—102, 108—110, 112, 139, 180, 181, 201, 205, 212
Бреннесхольц (Brennesholtz) 252
Бриден (Briden) 258
Бровкин 113, 119, 180
Брок (Brock) 37, 258
Брукинс (Brookins) 35, 105, 128, 133, 134, 137, 180—182, 187, 207
Брукс (Brooks) 96
Брусс (Brousse) 253
Булье (Boullier) 149, 243
Бурков 75, 77
Бутакова 51
- Вагнер (Wagner)** 11, 19, 35, 45, 47, 48, 50, 52, 53, 58, 62, 82, 83, 90, 91, 108, 109, 111, 120, 124, 141, 181, 187, 235
Ван Беммелен (Van Bemmelen) 32
Ван-Зейл (Van Zyl) 22, 23
Ван Роке (Van Rooke) 104, 133, 143, 156, 192—194
Варнин 90
Вашетт (Vachette) 15, 149
Ведеполь (Wedepohl) 69, 72, 74
Вейнуксем (Vanuxem) 11
Вельде (Velde) 103
Вендландт (Wendlandt) 250, 251
Викманн (Wickmann) 89
Викторова 156
Виллар (Villar) 40
Вильсон (Wilson) 8, 174
Вильюн (Viljoen M. J.) 191, 195

- Вильюн (Viljoen R. P.) 191, 195
 Вильямс (Williams A. F.) 11, 19, 83, 87, 90, 119, 120, 129, 133, 178, 181, 185, 187
 Вильямс (Williams G. J.) 17
 Вильямс (Williams H. R.) 259
 Вильямс (Williams R. A.) 259
 Виноградов 69, 90
 Волянюк 253
 Воскресенская 113
 Вуд (Wood) 96, 137
 Вулси (Woolsey) 51, 54
- Галимов 6, 90
 Гамянина 102
 Гарлик (Garlick) 170, 207, 208, 231
 Гаюи (Haury) 175
 Гейер (Geijer) 33
 Гердемманн (Gerdemann) 38
 Герни (Gurney) 8, 69, 71, 73—77, 87, 96, 97, 99, 118, 133, 136, 140, 143, 148, 149, 154, 156, 160, 163, 167, 168, 173, 174, 178, 180, 182, 185, 187, 193, 196, 203, 205, 212, 215—217, 219—223, 226, 236, 238, 240—242, 251, 256, 258
 Герритс (Gerrits) 16, 50
 Гётц (Goetze) 240
 Гибсон (Gibson) 76
 Гиттинс (Gittins) 36, 108, 126, 128
 Глава (Hlava) 87, 88
 Гладких 156
 Гневушев 43, 83, 84, 91, 106, 127, 129, 133, 141, 180, 181
 Голд (Gold) 80
 Голдсмит (Goldsmith) 245, 247
 Голс (Goles) 156
 Гоньшакова 31, 32
 Горман (Gorman) 239
 Грантем (Grantham) 15, 41, 101
 Грин (Green D. H.) 117, 137, 141, 172, 211, 213, 214, 233
 Грин (Green H. W.) 240, 241, 259
 Грин (Green T. H.) 187
 Гриненко 90, 208
 Гриффин (Griffin) 103, 134, 135, 156, 178, 193, 194, 196, 245, 246
 Гроссе 156
 Грю (Grew) 55
 Гуген (Geuguen) 240, 241, 258, 259
 Гурвич 156, 194
- Дандфорд (Gunford) 91
 Данчин (Danchin) 26, 50, 52, 64, 71, 95, 98, 242
 Даути (Dowty) 124
 Де Бир (De Beer) 10
- Девид (David) 41
 Девидсон (Davidson) 7, 28, 54, 138
 Девис (Davis) 23—25, 40, 161, 229
 Дейнс (Deines) 8, 79, 80, 242
 Де Клерк (De Klerk) 10
 Делейни (Delaney) 153, 158, 163, 165, 167, 217, 233, 244
 Десбороу (Desborough) 180
 Джаннер (Junner) 141
 Джанс (Janse) 19, 22, 26, 32, 50, 113, 133
 Джардини (Giardini) 87—89, 127, 229
 Джексон (Jackson) 135, 137
 Дженсен (Jensen) 178
 Джонс (Jones) 258
 Джонстон (Johnston) 191
 Джордан (Jordan) 235
 Джордж (George) 36
 Дикки (Dickey) 216, 233
 Диксон (Dixon) 39, 161
 Димрот (Dimroth) 36
 Дингл (Dingle) 26
 Динс (Deans) 33
 Доиг (Doig) 258
 Дональдсон (Donaldson) 18, 46, 50, 100, 101, 102, 108—110, 112, 139
 Д'Ори (D'Orey) 95
 Доусон (Dawson) 5, 6, 10, 12, 14, 17—21, 23, 24, 26, 30, 33, 41, 43, 48—52, 54—57, 59, 60, 65, 66, 68—72, 74, 75, 79, 80, 88, 89, 91—94, 99—102, 104—106, 108—113, 115, 117, 120—124, 126—129, 133—141, 143, 148—150, 152, 153, 158—164, 166—169, 173, 174, 176, 180—182, 185, 187, 198—201, 203—206, 209, 211—213, 216, 218—226, 228, 229, 231, 233, 238—241, 243—245, 247, 250—255, 257, 260—262
 Древер (Drever) 191
 Дрейпер (Draper) 40
 Дрикаммер (Drickamer) 236
 Дунина-Барковская 73, 74, 156
 Дьюби (Dubey) 32
 Дэли (Daly) 78, 254
 Дюжарден (Dujardin) 39
 Дю Тойт (Du Toit) 26, 258
- Егоров 30, 51
 Елизарова 253
- Зарицкий 32
 Зартман (Zartman) 37, 38
 Зиберт (Siebert) 141, 143, 180—182, 185, 201, 205, 212
 Зюзиц 178, 179, 181, 185, 203, 215

- Иванов** 156
Илудин 43, 69, 73, 75, 77, 91, 94, 96,
98, 102, 106, 108, 109, 118, 119, 127,
147, 156
Ингланд (England) 211, 212
Ирвинг (Irving) 172
Ито (Ito) 212
- Йодер** (Yoder) 120, 183, 191, 211, 249,
250, 252
- Кабл** (Kable) 69, 71, 75—77, 89, 96,
256
Каминский (27, 29, 74, 90)
Канеока (Kaneoka) 220
Канн (Cann) 191
Каррингтон (Carrington) 19, 22
Карстенс (Carstens) 152
Карсуэлл (Carswell) 8, 96, 116, 134,
135, 143, 153, 155, 156, 173, 203,
213, 216, 246, 262
Картер (Carter) 176, 181, 182, 219,
238, 240
Кацура (Katsura) 191
Кейзер (Keyser) 21
Кейл (Keil) 87, 88, 124
Кеннеди (Kennedy C. S.) 212
Кеннеди (Kennedy G. C.) 54, 212
Керрих (Kerrich) 239
Кидуэлл (Kidwell) 39
Кинд 43, 83, 91, 106, 127, 129, 133,
141, 180, 181
Кислова 73
Кларк (Clark) 238
Кларк (Clarke) 90, 100, 116, 173, 203,
212, 214, 228, 234—236, 262
Клемент (Clement) 19, 22, 48, 54, 56,
59, 62, 64, 109, 113, 129, 252
Клиффорд (Clifford) 8
Клоос (Cloos) 54, 62
Книттель (Knittel) 206
Кнопф (Knopf) 15, 16, 52
Кнорринг (Knorring) 13, 104, 143, 156,
192—194
Кобельски (Kobelski) 79, 80
Ковальский 28, 89, 90, 113
Козлов 15, 91, 94, 105, 106, 108, 109,
118, 119, 127, 148
Кокс (Cox) 133, 136, 140, 143, 154,
160, 162, 163, 178, 182, 191, 216,
238
Колвин (Colvine) 233
Коллерсон (Collerson) 36
Колман (Coleman) 175, 182
Комар (Komar) 65
Компстон (Compston) 32, 55, 156, 192,
193, 196
- Копецки** (Korecký) 33
Коптиль 181
Корешков 43, 83, 91, 106, 127, 129,
133, 141, 180, 181
Корнелиссен (Cornelissen) 19, 21, 56
Корнелл (Cornell) 181, 183, 201, 219
Кравцов 84
Краммерс (Kramers) 23, 24, 81, 156,
171, 231, 255
Крейг (Craig) 89
Крестен (Kresten) 8, 94, 96, 100, 104,
118, 119, 127, 128, 229
Крёнер (Kröner) 26
Кроккетт (Crockett) 18, 19, 74, 80,
251, 257
Кропотова 89, 90, 206, 207
Крофорд (Crawford) 32
Крутоярский 29, 59, 62, 91, 119, 124,
127, 160
Кузнецов 187
Кузнецова 163, 178, 179, 181, 185, 203,
215
Куно (Kuno) 155
Купер (Cooper) 8, 108
Курода (Kuroda) 220
Курылева 43, 83, 91, 106, 127, 129,
133, 141, 180, 181
Кусиро (Kushiro) 185, 187, 189, 198,
200, 204, 207, 263
- Лаврентьев** 68, 141, 164, 165, 168, 169,
181, 201, 206
Лазько 112, 180, 181
Ламберт (Lambert) 182
Ландс (Landes) 39
Лапин 73
Лаппин (Lappin) 176, 178, 181, 183,
185, 187, 198—201, 203—205, 211—
213, 219
Ларсен (Larsen) 39
Лаурин (Laurin) 36, 128
Ле Ба (Le Bas) 259
Лебедев 28
Лебедева 91, 94, 106, 108, 109, 118,
119, 127, 148
Левн (Levy) 150, 164
Левшов 105
Лео (Leo) 15
Ли (Lee) 36, 182
Линдсли (Lindsley) 161
Ллойд (Lloyd) 244, 245
Ловеринг (Lovering) 194, 209, 210
Лок (Lock) 239, 263
Лоренс (Lawrence) 36
Лоренц (Lorenz) 62, 64
Лоулесс (Lawless) 116, 141, 143, 148,
149, 173, 174, 216, 219, 222
Лути 69, 143, 156, 194
Льюис (Lewis) 10, 57

- Маало (Maaloe) 153
 Майсен (Mysen) 235
 Мак-Айвер (McIver) 64, 69
 Мак-Гетчин (McGetchin) 35, 39, 55,
 108, 118, 119, 124, 127, 133, 176
 Мак-Грегор (MacGregor) 18, 21, 41,
 170, 176, 181, 182, 207, 219, 231
 Мак-Доналд (MacDonald) 191
 Макинтайр (Macintyre) 23, 24
 Мак-Каллум (McCallum) 8, 35, 124,
 132, 141, 173, 223, 224
 Мак-Кинли (McKinlay) 18
 Мак-Махон (McMahon) 226, 228, 255
 Мак-Элхинни (McElhinny) 258
 Мак-Юэн (McEwen) 239
 Мальпас (Malpas) 36
 Мальков 30, 51, 58, 104
 Маннард (Mannard) 18
 Мансон (Manson) 87, 88
 Мантон (Manton) 210
 Манхс (Manhes) 241
 Маренгва (Marengwa) 19
 Марковский 51
 Мартин (Martin) 26, 50
 Марчанд (Marchand) 36, 253
 Марш (Marsh) 26
 Маршинцев 30, 83, 104
 Матнас (Mathias) 141—143, 180—182,
 185, 205
 Матур (Mathur) 32
 Махлаев 30
 Мацуо (Matsuo) 220
 Мейер (Meyer) 7, 34, 35, 37, 40, 91,
 94, 99, 134, 137, 180—182, 187, 207,
 222, 242, 252
 Мейер де Стадельхофен (Meyer de
 Stadelhofen) 17, 47
 Мейсон (Mason) 18, 19
 Меллор (Mellor) 8
 Мелсон (Melson) 183, 191
 Мелтон (Melton) 87—89, 127, 156,
 171, 193, 194, 196, 208, 209, 229
 Меррей (Murray) 8
 Мерси (Mercy) 153, 173, 199
 Мерсье (Mercier) 118, 238, 240, 242,
 258
 Мерти (Murthy) 156, 193, 194, 196
 Мерх (Merh) 32
 Мидлмост (Middlemost) 248, 249
 Миллашев 26—29, 59, 62, 91, 119, 124,
 127, 160, 261, 262
 Милледж (Millege) 74
 Милтон (Milton) 39
 Мингей (Mingay) 85
 Мисра (Misra) 178
 Митчелл (Mitchell) 8, 12, 35, 36, 76,
 77, 80, 82, 90, 93—99, 110, 115, 155,
 156, 173, 230, 232, 233, 251, 252, 254,
 257
 Михеенко 54, 65, 187
 Мозели (Moseley) 185, 205
 Молд (Malde) 32, 43
 Монстер (Monster) 91
 Моор 6, 26, 30
 Морган (Morgan) 259
 Мори (Mori) 172
 Мур (Moore) 253, 258
 Мурамацу (Muramatsu) 72—74
 Мэр (Mehr) 32

Назаренко 73
 Незер (Naeser) 37, 39
 Ненашев 54
 Нефелова 43, 83, 91, 106, 127, 129,
 133, 141, 180, 181
 Никишов 30, 92, 102, 112, 113
 Никишова 92, 112
 Никола (Nicolas) 8, 243
 Николайсен (Nicholaysen) 26, 50, 156,
 193
 Никсон (Nixon) 18, 19, 22, 33, 50,
 52, 64, 71, 74, 88, 94, 96, 101, 104,
 116, 118, 119, 122, 133—135, 141,
 143, 156, 158, 160, 161, 163, 168,
 172, 174, 175, 187, 192—194, 203,
 216, 219, 221, 223—226, 228, 230,
 231, 233, 237, 239, 240, 242, 246, 253,
 257
 Нихан (Nihan) 39, 118, 127
 Нордли (Nordlie) 54
 Ньютон (Newton) 258

Оксбург (Oxburgh) 259
 Оллсопп (Allsopp) 22, 23, 80, 81, 96,
 156, 170, 193, 208, 231
 Оман (Ahman) 33
 О'Нейл (O'Neill) 211
 Орлов 83, 90
 Остервельд (Oosterveld) 90
 О'Хара (O'Hara) 153, 172—174, 187,
 199, 211, 249, 250

Павлов 73, 75, 91, 102
 Панкратов 91, 94, 106, 109, 118, 119,
 127, 148
 Паринаова 113
 Парри (Parry) 119
 Пастерис (Pasteris) 88, 226, 233
 Пауэлл (Powell) 8, 18, 50, 89
 Перкинс (Perkins) 258
 Печерский 31
 Писова (Pisová) 33
 Подпорина 75, 77
 Покорны (Pokorný) 33
 Пол (Paul) 32, 74, 76, 80

- Поллард (Pollard) 39
 Пономаренко 180, 181, 221
 Попов 31
 Попова 43, 83, 91, 106, 127, 129, 133,
 141, 180, 181
 Попугаева 43, 83, 91, 106, 127, 129,
 133, 141, 180, 181
 Поспелова 88, 206
 Поттс (Potts) 76
 Похиленко 141, 168, 169, 181
 Принц (Prinz) 87, 88
 Прохоров 90
 Пустынцев 163
 Пчелинцева 194
 Пятенко 156
- Рабер (Raber) 229, 230, 252, 254
 Рабкин 29, 58—60, 62, 66, 91, 119,
 124, 127, 160
 Райт (Wright) 119
 Рао (Rao) 32
 Рей (Reay) 96
 Рейд (Reid) 8, 18, 46, 50, 70, 89,
 100—102, 108—110, 112, 139, 150,
 180, 181, 201, 205, 212, 213, 226
 Рахейм (Räheim) 137, 213
 Рейс (Reis) 17
 Рекс (Rex) 32
 Рёддер (Roedder) 112
 Ридли (Ridley) 18, 50, 100—102, 108—
 110, 112, 139, 244, 245, 251
 Рикард (Rickard) 166, 216—218, 221
 Риквуд (Rickwood) 133, 141, 143,
 180—182
 Рил (Real) 17
 Риман (Rimann) 40
 Римсейт (Rimsaite) 126, 127
 Рингвуд (Ringwood) 211, 212, 214,
 234—236, 253, 268
 Рихард (Richard) 241
 Ричардсон (Richardson) 174
 Робертсон (Robertson) 16, 59, 127
 Робинсон (Robinson) 22, 181, 255, 256
 Ровша 43
 Роджерс (Rogers) 133, 135, 136
 Ролинсон (Rawlinson) 122, 222, 226,
 228, 244
 Ротман 51
 Ружицкий 32
 Руотсала (Ruotsala) 127
 Руссо (Rousseau) 241
- Сакс (Sacks) 137, 246
 Сампсон (Sampson) 18
 Сасаки (Sasaki) 91
 Саттон (Sutton) 83, 90
 Саундерс (Saunders) 153, 173
 Свизеро (Svizero) 40, 94
- Селлшоп (Sellschop) 77, 85, 89, 256
 Семенова 253
 Сен (Sen) 32
 Сергеева 100
 Серенко 180, 181
 Силвер (Silver) 118, 119, 124, 133,
 176
 Симидзу (Shimizu) 24, 155, 156, 158,
 162, 170, 217, 230, 241
 Сингеуолд (Singewald) 39
 Скиннер (Skinner) 19, 22, 59
 Скотт (Scott) 34, 78
 Скульский 43, 83, 91, 106, 127, 129,
 133, 141, 180, 181
 Смирнов 43, 83, 91, 94, 95, 106, 108,
 109, 118, 119, 127, 129, 133, 141,
 148, 180, 181
 Смит (Smith D.) 150, 164
 Смит (Smith J. V.) 5, 8, 92, 121, 123—
 127, 138, 140, 141, 143, 149, 150,
 152, 153, 158, 160, 163, 166—169, 173,
 174, 176, 181, 182, 185, 198, 204—
 206, 218, 219, 221, 222, 233, 236,
 238, 243, 244, 252—255, 257, 260, 262
 Смит (Smith R. H.) 157, 197
 Смит (Smyth J. R.) 181, 182, 185, 199,
 200, 205
 Смуликовски (Smulikowski) 175, 187
 Снайдер (Snyder) 38
 Соболев В. С. 117, 140, 150, 181, 206
 Соболев Н. В. 6—8, 11, 87, 88, 94,
 99, 117, 119, 136, 140, 141, 143, 150,
 162—165, 168, 169, 178—181, 185,
 187, 199—201, 203, 205, 206, 215,
 233, 236, 255, 256
 Соболев С. Ф. 73
 Сорби (Sorby) 239
 Спецнус 181
 Ставров 156, 192, 193, 196
 Старжицкая 156
 Старков 31
 Стефенс (Stephens) 8, 88, 113, 115,
 117, 120, 121, 159, 160, 162, 164,
 199, 203, 222, 224, 225, 228
 Стил (Steele) 35
 Стокли (Stockley) 133
 Стормер (Stormer) 87—89, 127, 229
 Стрекозов 32
 Стюарт (Stewart) 211
 Стюбер (Stueber) 156
 Сува (Suwa) 80
 Судзуоки (Suzuki) 220
 Суинер (Switzer) 183, 223, 256
 Сурина 30
- Такаока (Takaoka) 220
 Тальярд (Taljaard) 26
 Таунсенд (Townsend) 8

- Тацумото (Tatsumoto) 156, 171, 193,
 194, 196, 208—210, 264
 Тейлор (Taylor) 208
 Тил (Teale) 18
 Тилли (Tilley) 187, 191
 Тоде (Thode) 91
 Тозер (Tozer) 37
 Толански (Tolansky) 83
 Толман (Tolman) 39
 Томас (Thomas) 37, 156, 157, 193, 194,
 197, 198
 Томпсон (Thompson) 40, 191
 Торстейнссон (Thorsteinsson) 37
 Торъен (Toerien) 22, 50
 Туре (Touret) 134, 247
 Туркотт (Turcotte) 259
- Уайатт (Wyatt) 226**
 Уайт (White) 15
 Уайт-Купер (White-Cooper) 133, 143
 Уилли (Wyllie) 5, 8, 182, 236, 246,
 250, 251, 260
 Уилшир (Wilshire) 211
 Уиндом (Windom) 211
 Уитфилд (Whitfield) 176, 180, 181,
 183, 185, 187, 201, 205, 212
 Уоткинсон (Watkinson) 108
 Уотсон (Watson) 35—37
 Уханов 30, 73, 74, 156, 192, 193, 194,
 196, 208
- Фадтар (Phadtare) 32**
 Файнштейн 43, 83, 91, 106, 127, 129,
 133, 141, 180, 181
 Файф (Fyfe) 239
 Федоренко 89, 200, 206, 207
 Федосеев 90
 Фелл (Fell) 8
 Ферворд (Verwoerd) 19, 21, 22, 56
 Фергусон (Ferguson) 18, 21, 26, 33,
 50, 52, 64, 71, 76
 Ферхуген (Verhoogen) 17, 113, 133
 Феск (Fesq) 69, 71, 75—77, 84, 89,
 96, 256
 Филпоттс (Philpotts) 155—157, 193,
 194, 197, 198
 Фингер (Finger) 158, 164, 196
 Фирманс (Fieremans) 17, 65, 96, 104,
 120
 Фогель (Vogel) 170, 207, 231
 Фодор (Fodor) 124
 Форбс (Forbes) 188, 189
 Фори (Fourie) 22
 Форстер (Forster) 8
 Франк (Frank) 86
 Франсис (Francis) 239
 Францесон 28, 30, 74, 90, 97, 102,
 109, 143, 150, 187
- Фрانشето (Francheteau) 257
 Фрей (Frey) 76, 78, 157, 197
 Фрик (Frick) 21, 94, 98, 100, 175, 180,
 181, 206, 208
 Фриц (Fritz) 35, 36
 Фриш (Frisch) 95, 97
 Фройнд (Freund) 263
 Фудзино (Fujino) 119
 Фэрберн (Fairbairn) 16, 59, 127
- Хаггерти (Haggerty) 8, 83, 91—95,
 98—100, 103, 112, 118, 209, 224, 226,
 228—230, 232, 233, 252, 254, 255
 Хаггинс (Huggins) 236
 Хакенгольд (Huckenholz) 206
 Хан-Вейнхеймер (Hahn-Weinheimer)
 156, 193
 Харгер (Harger) 93
 Харди (Hardie) 226, 228
 Харрис (Harris) 8, 32, 76, 87, 89, 90,
 248, 249
 Харрисон (Harrison) 251
 Харт (Harte) 8, 133, 135—137, 140,
 141, 143—145, 148, 154, 160, 163,
 167, 168, 172, 174, 178, 182, 203, 211,
 213, 216, 217, 219, 236, 238, 240—
 242, 256
 Хартог (Hartog) 82
 Харьков 48, 53, 91, 92, 94, 106, 108,
 109, 118, 119, 127, 148, 163, 206
 Хаскин (Haskin) 155, 157, 196, 197
 Хаттон (Hatton) 181, 185, 199, 200,
 205, 209, 212, 213, 215
 Хаукинс (Howkins) 18, 52, 65
 Хауэллс (Howells) 172, 211
 Хвостова 74
 Хейер (Heier) 55, 156, 192—194, 196
 Хейл (Heyl) 37
 Хейлс (Hales) 137, 246
 Хелмстедт (Helmstaedt) 258
 Хепуэрт (Hepworth) 19
 Хервиг (Hervig) 121, 123, 124, 126,
 127, 138, 140, 149, 176, 243, 255, 262
 Херн (Hearn) 113, 133
 Херст (Hurst) 83, 87, 88, 127, 229
 Хигази (Higazy) 254
 Хит (Heath) 22, 50
 Хитаров 187
 Хоббс (Hobbs) 74
 Ходос (Chodos) 39, 118, 119, 127, 133,
 176
 Холмс (Holmes) 26, 156, 187, 192, 194
 Хомяков 77, 102, 119
 Хорнунг (Hornung) 116, 191, 203
 Хоторн (Hawthorne) 8, 15, 18, 19, 21,
 22, 44, 47, 49, 50, 52, 59, 60, 65, 66,
 71, 75, 80, 90, 93, 94, 99, 100, 102,
 105, 108, 133, 254

Хьюинс (Hewins) 36, 128
Хэллем (Hallam) 8

Цзай (Tsai) 40, 91, 222, 242

Чамански (Czamanske) 180
Чапман (Chapman) 221
Чаппелл (Chappell) 76
Черепанов 119, 129
Черский 89, 90
Чжао (Chao) 108
Чжень Ю-Цзинь (Chen Ju-Chin) 153
Чиннер (Chinner) 181, 183, 201, 214,
219
Чумирин 119

Шанд (Shand) 22
Шарп (Sharp) 87, 91, 258
Шатт (Schutte C. E. G.) 118, 119
Шатт (Schutte F. J. P.) 181, 182
Шейнманн 30
Шеппард (Sheppard) 56, 79, 80, 89,
106, 108, 129, 135, 220, 231
Шератон (Sheraton) 33
Ших (Shieh) 91, 242
Шмид (Schmid) 137
Шмитт (Schmitt) 157, 197
Шнетцлер (Schnetzler) 156, 157, 193,
194, 197, 198

Штракке (Stracke) 33, 259
Шуберт (Choubert) 16

Щелчкова 113, 119, 180
Щукин 43, 83, 91, 106, 127, 129, 133,
141, 180, 181

Эбрахим (Ebrahim) 69
Эгглер (Eggler) 35, 124, 132, 141, 173,
223, 224, 230, 250, 260
Эдвардс (Edwards) 17, 52, 65, 103
Эккерман (Eckermann) 33
Эллис (Ellis) 213
Элтон (Elton) 251
Эмелеус (Emeleus) 8, 34, 47, 65, 110,
111, 126, 129
Энгел (Angel) 187, 188
Эндрюс (Andrews) 34, 47, 65, 126,
129
Эндрюс-Джонс (Andrews-Jones) 16
Эрасмус (Erasmus) 77, 85, 89, 256
Эрланк (Erllank) 24, 124, 166, 189,
196, 216—218, 221
Эрлих 29, 59, 62, 91, 119, 124, 127,
160

Юркевич 43, 83, 91, 106, 127, 129, 133,
141, 180, 181

Якоб (Jakob) 223

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие	7
Глава 1. Введение	9
Глава 2. Распространение и тектоническая позиция кимберлитов	12
2.1. Африка	12
2.1.1. Западная Африка	15
2.1.2. Центральная Африка	16
2.1.3. Восточная Африка	17
2.1.4. Южная Африка	18
2.2. СССР	26
2.2.1. Сибирь (Якутия)	26
2.2.2. Европейская часть СССР	31
2.3. Индия	32
2.4. Австралия и Океания	32
2.4.1. Калимантан	32
2.4.2. Соломоновы острова	33
2.4.3. Австралия	33
2.5. Западная Европа и Гренландия	33
2.6. Северная Америка	34
2.7. Южная Америка	39
2.7.1. Гайана	39
2.7.2. Бразилия	40
2.7.3. Аргентина	40
2.8. Косвенные признаки наличия кимберлитов	40
2.9. Заключение	41
Глава 3. Геология кимберлитов	43
3.1. Диатремы	43
3.2. Дайки	46
3.3. Силлы	47
3.4. Взаимоотношения диатрем, даек и силлов	48
3.5. Экструзивные кимберлиты	50
3.6. Воздействие кимберлитов на вмещающие породы	51
3.6.1. Физическое воздействие	51
3.6.2. Метасоматоз	52
3.6.3. Термальное воздействие	52
3.7. Внедрение кимберлитовых диатрем	54

Глава 4. Петрология кимберлитов	57
4.1. Введение	57
4.2. Диатремовые фации кимберлита	60
4.3. Гипабиссальные фации кимберлита	65
Глава 5. Геохимия кимберлитов	68
5.1. Главные элементы	68
5.2. Элементы-примеси	72
5.3. Редкоземельные элементы	76
5.4. Изотопы	78
Глава 6. Минералогия кимберлитов	82
6.1. Введение	82
6.2. Самородные элементы и карбиды	82
6.3. Сульфиды	90
6.4. Галюиды	91
6.5. Окислы и гидроокислы	92
6.6. Карбонаты	105
6.7. Сульфаты	108
6.8. Фосфаты	109
6.9. Силикаты	110
6.9.1. Незосиликаты	110
6.9.2. Соросиликаты	120
6.9.3. Иносиликаты	120
6.9.4. Филлосиликаты	124
6.9.5. Тектосиликаты	129
6.10. Заключение	129
Глава 7. Включения в кимберлитах	132
7.1. Обломки вмещающих пород	132
7.2. Обломки эродированных образований	132
7.3. Блоки, происходящие из диагностируемых погребенных формаций	133
7.4. Гранулиты	133
7.4.1. Петрография	134
7.4.2. Химизм минералов	135
7.4.3. Общий химический состав	135
7.4.4. Условия образования	135
7.5. Ксенолиты мантийного происхождения	137
7.5.1. Введение	137
7.5.1.1. Перидотит-пироксенитовые породы	138
7.5.1.2. Экголиты	175
7.5.1.3. Метасоматизированные перидотиты	216
7.5.1.4. Глимериты и «мариды»	219
7.5.1.5. Прочие ксенолиты	221
Глава 8. Мегакристаллы	223
8.1. Петрография и химизм минеральных фаз	223
8.2. Элементы-примеси и изотопы	230
8.3. Условия образования	231
Глава 9. Мантия и земная кора под континентами: сведения, полученные на основании изучения ксенолитов в кимберлитах	234
9.1. Распределение типов горных пород в верхней мантии	235
9.2. Процессы, протекающие в верхней мантии	243

9.3. Нижняя кора	245
9.4. Заключение	247
Глава 10. Генезис кимберлитов	248
10.1. Три гипотезы	248
10.2. Взаимоотношения кимберлитов с породами других типов	252
10.3. Взаимоотношения кимберлитов с карбонатитами	254
10.4. Кимберлит и алмаз	255
10.5. Связь кимберлитового магматизма с крупными движениями Земли	257
10.6. Нерешенные проблемы	260
Список литературы	264
Именной указатель	291

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Джон Доусон

КИМБЕРЛИТЫ И КСЕНОЛИТЫ В НИХ

Научный редактор В. И. Чернышева
Младший научный редактор А. В. Швыряева
Художник В. В. Бисенгалиев
Художественный редактор А. В. Проценко
Технический редактор Н. И. Манохина
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 3387

Сдано в набор 23.07.82. Подписано к печати 06.05.83. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Объем 9,5 бум. л. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 19. Усл. кр.-отт. 19. Уч.-изд. л. 21,42. Изд. № 5/2084. Тираж 1800 экз. Заказ № 1. Цена 3 р. 50 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
129820, Москва, И-110, ГСП,
1-й Рижский пер., 2.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

готовит к выпуску в 1983 г.
в серии книг «Науки о Земле»

Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы: Пер. с англ./
Под ред. Ф. Баркера.— М.: Мир, 1983.— 42 л.— 6 р. 60 к.

Обобщение современных материалов, посвященных петрологии, геохимии и условиям образования специфической и еще недостаточно изученной группы горных пород, близких по составу с так называемыми «серыми гнейсами» архея — древнейшими породами Земли, с которыми связано возникновение континентальной земной коры. Детально охарактеризованы древнейшие гранитоидные комплексы, имеющие возраст более 3 млрд. лет, фанерозойские плагио-гранитные породы, океанические образования, а также вопросы геохимии, изотопного состава и происхождения этих пород. Написанная на самом современном уровне, эта коллективная монография насыщена большим количеством аналитического материала.

Для геологов, занимающихся проблемами эволюции Земли, тектоники, магматизма, петрологии, изучением архея, древних и современных островных дуг.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

выпускает в 1984 г.
в серии книг «Науки о Земле»

«Генезис рудных месторождений» в 2-х томах, под ред. Б. Дж. Скиннера. Пер. с англ. под ред. акад. В. И. Смирнова.

Избранные статьи из юбилейного тома, посвященного 75-летию известного американского геологического общества «Икономик Джорджи», в котором самые авторитетные геологи-рудники мира излагают новейшие достижения в изучении рудных месторождений и проблем их генезиса. На самом высоком научном уровне описаны условия формирования месторождений урана, золотоносных конгломератов, стратиформных месторождений меди, свинца и цинка, медно-порфировых, скарновых, колчеданных, никелевых и других рудных месторождений. Статьи, посвященные отдельным генетическим типам месторождений, богато иллюстрированы геологическими картами, разрезами и схемами наиболее крупных или типичных рудных образований.

Для геологов-рудников и поисковиков, металлогенистов, сотрудников научно-исследовательских геологических организаций, преподавателей, аспирантов и студентов геологических специальностей.

Том 1 — 42 л., 6 р. 60 к.

Том 2 — 38 л., 6 р. 00 к.

Издание распространяется по подписке. Подписка может быть оформлена во всех магазинах, распространяющих подписные издания.

32.507

4260