Л.К.ПОЖАРИЦКАЯ,
В.С.САМОЙЛОВ

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

Л. К. ПОЖАРИЦКАЯ, В. С. САМОЙЛОВ

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

331

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1972

УДК 552,1.550,4.549.1

Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Изд-во «Наука», 1972 г.

Монография посвящена детальному описанию наиболее крупных карбонатитовых массивов Восточной Сибири. Приводится подробная характеристика минерального, химического и редкоэлементного состава, структур и текстур многочисленных типов и разновидностей карбонатитов.

Проведено расчленение карбонатитов на стадии, зоны и фации по исходным породам. Показаны закономерности изменения минерального и химического состава карбонатитов во времени и пространстве. Создана первая физико-химическая модель карбонатитового процесса и дана оценка факторов, определяющих изменение состава карбонатитов.

Детально охарактеризованы закономерности распределения редких элементов в карбонатитах, показана роль главных геологических факторов в процессе формирования руд, позволяющая уточнить поисковые признаки и критерии.

Илл. 62, табл. 77, библ. назв. 285.

2-9-2
653—72

Наук АН Арм.ССР

ВВЕДЕНИЕ

Карбонатиты — образования, привлекающие внимание широкого круга геологов. В течение последних полутора десятков лет ведутся ожесточенные дискуссии почти по всем вопросам генезиса карбонатитов. Прежде всего эти образования привлекают внимание как очень крупные потенциальные источники многих видов ценного минерального сырья, причем в карбонатитах сочетаются скопления таких видов полезных ископаемых, которые в других образованиях не встречаются совместно. Прежде всего карбонатиты уже зарекомендовали себя как самый перспективный источник ниобия и редких земель. В Африке ведется эксплуатация кор выветривания карбонатитов для получения фосфора. В последнее время установлена возможность добычи из карбонатитов тантала и урана. В одном из массивов Советского Союза разведано месторождение флюорита; в другом — высокое содержание сфалерита позволяет ставить вопрос о его попутном извлечении. В Африке в массиве Люлекоп (Палабора) разведано крупное месторождение меди. В близкой генетической связи с карбонатитами находятся месторождения магнетита и флогопита, приуроченные к щелочным-ультраосновным комплексам.

Именно эти особенности и служат причиной повышенного интереса по всем вопросам генезиса карбонатитов. Кроме того, проблема карбонатитов является составной частью проблемы щелочных пород. Исследование карбонатитов дает ключи к решению многих наиболее спорных вопросов генезиса щелочных пород и связанных с ними месторождений.

Таким образом, совершенно закономерен поток информации о карбонатитах, хлынувший в геологическую литературу в последние десять лет. Большую роль в изучении карбонатитов после классической монографии В. Бреггера сыграли работы А. Холмса Г. Эккермана (H. Eckermann), Б. Кинга (B. King), С. Смита (C. Z. Smit), М. Гарсона (M. Garson), В. Пекора (W. Pecora), П. Уилли (P. Wyllie), О. Таттла (O. Tuttle), В. Вимменауэра (W. Wimmenauer) и других зарубежных исследователей. Значительный вклад в изучение карбонатитов внесли геологи Советского Союза. Широко известны работы Л. С. Бородина, А. Г. Булаха, Н. А. Волотовской, В. С. Гайдуковой, А. И. Гинзбурга, Т. Б. Здорик, Л. С. Егорова, Ю. Л. Капустина, А. А. Кухаренко, М. П. Орловой, О. М. Римской-Корсаковой, А. С. Сергеева, А. А. Фролова, Ю. М. Шейнмана, Е. М. Эпштейна и других советских геологов. В изучении карбонатитов принимали участие большие коллективы геологов ВИМСа, НИИГА, ВСЕГЕИ, ВАГТа, Северо-Западного, Иркутского, Якутского и других территориальных геологических управлений и научно-исследовательских организаций.

Все эти исследователи детально изучали закономерности размещения и строения карбонатитов, их петрографию, минералогию, геохимию,

типы и характер редкометальной минерализации. Тем не менее многие вопросы строения и состава карбонатитовых массивов, их генезиса еще освещены недостаточно, являются дискуссионными и требуют дальнейшего изучения.

В течение многих лет авторы принимали участие в изучении карбонатитовых массивов Восточной Сибири. Главным объектом изучения в этих массивах были карбонатиты во всей сложности их проявлений. Наличие в одних и тех же массивах различных типов редкометальной минерализации выдвинуло в качестве главной задачи детальное расчленение карбонатитов, выявление минералогических, химических и структурных особенностей, различных типов и разновидностей карбонатитов, а также изучение закономерностей распределения в них редкометального оруденения.

Главным методическим направлением было параллельное исследование, во-первых, особенностей поведения петрогенных элементов в процессе формирования карбонатитов, изменения минерального и химического составов последних, их структуры и текстуры с целью создания физико-химической модели карбонатитового процесса; и, во-вторых, закономерностей распределения редких элементов, особенностей состава и свойств редкометальной минерализации. Конечная цель — путем совмещения полученной схемы распределения редких элементов и физико-химической модели процесса подойти к выявлению факторов, контролирующих развитие оруденения, оценить их причинные связи, степень и характер их влияния. Естественно, что создание физико-химической модели процесса и детальная расшифровка особенностей распределения оруденения способствуют выяснению большого числа генетических вопросов и позволяют подойти к решению главных проблем карбонагитообразования.

Избранное методическое направление требовало проведения детальных геологических, минералогических, петрографических, геохимических и других часто специальных исследований, которые могли быть выполнены только на достаточно обнаженных массивах. К сожалению, подавляющее большинство карбонатитовых массивов Восточной Сибири плохо обнажено. Поэтому исследования были сосредоточены на трех наиболее вскрытых массивах. В исследованиях принимала участие большая группа геологов ВИМСа (Ю. А. Багдасаров, Л. И. Березина, В. С. Гайдукова, Т. Б. Здорик, Ю. Б. Лавренев, А. Я. Волженкова, Е. А. Нечаева, А. А. Фролов, Е. М. Эпштейн), СибГЕОХИ (Е. И. Воробьев, В. С. Самойлов, Е. А. Чернышева) и территориальных геологических управлений (И. Г. Волкодав, И. И. Егоров, В. А. Кузнецов, И. П. Овчинников, Б. П. Поляничко, М. К. Силичев и др.).

Для изучения карбонатитов применялся целый комплекс различных методов: геологическая съемка масштаба 1 : 10 000 и съемка отдельных участков в более крупных масштабах, детальные геофизические исследования, петрографическое изучение, изучение искусственных шлихов, полученных из штуфных проб методом протравливания. Детальное изучение петрогенных элементов потребовало отбора и анализа большого количества силикатных проб. Только в группе СибГЕОХИ Г. С. Гормашевой выполнены полные силикатные анализы более 100 проб, характеризующих различные типы карбонатитов и 120 полных силикатных анализов породообразующих минералов, а также большое количество частных определений.

На основе материалов, полученных коллективом исследователей методами парагенетического анализа и термодинамических расчетов была создана первая физико-химическая модель карбонатитового процесса, выявлены основные факторы, определяющие его развитие и влияние этих факторов на поведение элементов.

Естественно, что эта модель не является всеобщей. Тем не менее она дает представление о главных закономерностях изменения в пространстве и времени таких параметров как температура, щелочность и концентрации ряда элементов. В ряде случаев удалось установить конкретные геологические факторы, от которых зависит определенное изменение физико-химических параметров (состав исходных пород, тектоника и др.).

Для выяснения закономерностей распределения редких элементов (помимо обычного опробования, изучения шлифов, проб и «протравок») проделан большой объем специальных исследований. В частности, при изучении редкометальных минералов потребовалась разработка особого комплекса методов, позволяющих определять большую группу редких элементов из минимальных навесок. Такая методика, включающая химический и рентгеноспектральный анализы, была разработана сотрудниками СибГЕОХИ Э. А. Развозжаевой и Г. В. Павлинским. Ими было произведено около 300 полных и частных анализов минералов циркония, титана и ниобия, что позволило достаточно детально изучить закономерности изменения их состава. Кроме того, только в СибГЕОХИ несколько сот средних проб и мономинеральных фракций было проанализировано на редкие элементы (Ta, Nb, Ti, Zr, U, Th, TR, Ba, Sr, Rb и другие) количественными методами химического, спектрального и рентгеноспектрального анализа. Все полученные результаты, в сочетании с данными опробования, после их обработки с применением методов математической статистики и парагенетического анализа, послужили основой для создания детальной картины распределения редких элементов в карбонатитах.

Сопоставление физико-химической модели процесса и схемы закономерностей распределения редких элементов позволило произвести причинный анализ статистически выявленных закономерностей, установить роль главных геологических факторов в процессе формирования руд и, таким образом, уточнить поисковые признаки и критерии. Кроме того, проведенные исследования обусловили возможность применения геохимических методов для решения конкретных геологических вопросов.

Полученные результаты могут быть использованы (и в ряде случаев уже используются) при изучении и разведке редкометальных карбонатитов в других регионах. В настоящей работе не дается конкретных рекомендаций, касающихся поисковых критериев и направления работ. Они содержатся в некоторых опубликованных работах авторов. Приводимый материал дает возможность разнообразных вариаций при выборе критериев оценки и направления работ на редкометальных карбонатитах, исходя из конкретной геологической обстановки.

Изложенный материал и многие выводы — результат многолетней работы большого коллектива геологов, геофизиков, химиков и физиков. Всем сотрудникам ВИМСа, СибГЕОХИ и территориальных управлений, принимавшим участие в этой работе, а также Н. И. Гинзбургу, много лет руководившему работой и давшему много ценных советов и указаний, авторы приносят свою глубокую благодарность. Они выражают также признательность Л. С. Бородину и А. А. Кухаренко, советы и замечания которых учтены при подготовке рукописи к печати.

Список сокращений

А — эккерманит
Аб — альбит
Амф — амфибол
Ап — апатит
Арф — магнезиоарфведсонит
Бд — бадделеит
Би — биотит
Гед — геденбергит
Гем — гематит
Гр — гранат
Гт — гатчеттолит
Дз — дизаналит
Ди — диопсид
Д — доломит
Жад — жадеит
Ка — кальцит
Канкр — канкринит
Кв — кварц
КПШ — калиевый полевой шпат
Мт — магнетит
Муск — мусковит
Не — нефелин
Орт — ортоклаз
Пир — пироксен
Пн — пирротин
Пт — пирит
Р — рихтерит
Риб — магнезиорибекит
Сл — слюда
Сп — серпентин
Т — тальк
Фл — флогопит
Ф — форстерит
Х — хондродит
Цр — циркелит
Эг — эгирин
f — общая железистость (Fe/Fe+Mg) $Пир_{40}$ ($Би_{40}$, $Амф_{40}$..) — пироксен (биотит, амфибол...) с общей железистостью равной 40%.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Провинции ультраосновных-щелочных пород, с которыми пространственно и генетически связаны изученные карбонатиты, располагаются в зоне сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением. Все массивы этих провинций приурочены к зонам крупных глубинных разломов древнего заложения, неоднократно обновлявшихся в более поздние тектонические этапы. Обычно эти зоны представляют собой серии параллельных кулисообразных тектонических нарушений, осложненные системами более мелких разломов, оперяющих и секущих главные нарушения.

Массивы 1 и 2 расположены в пределах одной провинции щелочных ультраосновных пород. Расстояние между ними не превышает 15 *км*. Массив 3 относится к другой провинции и удален от массивов 1 и 2 более, чем на 1000 *км*.

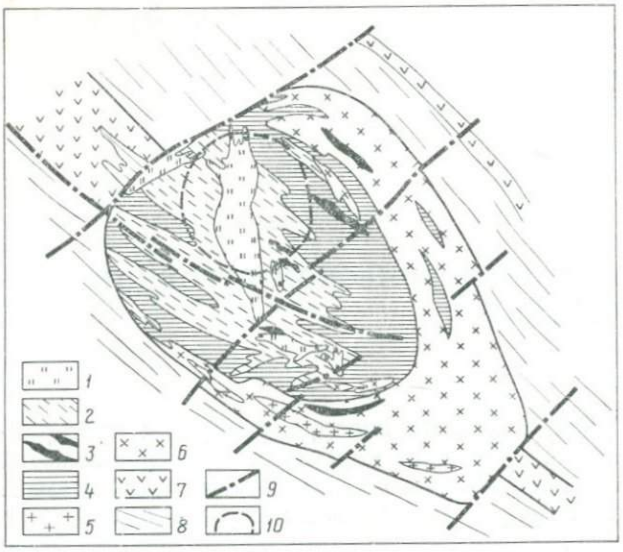
МАССИВ 1

Массив 1 располагается в тектоническом узле на пересечении крупного разлома северо-западного простирания более мелкими тектоническими нарушениями северо-восточного направления. Он прорывает конгломераты, сланцы и песчаники верхнего протерозоя и приурочен к ядру крупной антиклинальной складки, юго-западное крыло которой срезано разломом (фиг. 1). Массив, по данным А. А. Фролова, имеет форму вертикально ориентированной трубы с эллиптическим горизонтальным сечением площадью 18 *км*^{2}. Длинная ось эллипса вытянута в северо-западном направлении. Развитие большинства пород массива контролировалось кольцевыми структурами, только на поздних этапах его становления широкое развитие получили линейные структуры. Срединная часть массива — «ядро» — сложена различными типами карбонатитов и окружена по периферии широкой полукольцевой полосой ультраосновных-щелочных пород. Контакты массива наклонены в сторону вмещающих пород под углом 75—90°.

В строении массива 1 принимает участие сложный комплекс пород, главными разновидностями которого являются: 1) пироксениты и пироксеновые породы, 2) нефелин-пироксеновые породы, по составу соответствующие породам ряда мельтейгит — ийолит — уртит, 3) нефелиновые сиениты и фениты, 4) породы ряда: пикритовый порфирит — альнёит, 5) карбонатиты.

Геологами, изучавшими массив 1, намечена следующая схема последовательности формирования этого массива:

1. Первый этап — внедрение пироксенитов и развитие нефелинизации с образованием пород ийолит — мельтейгитового состава.



Фиг. 1. Схема геологического строения массива I (по А. А. Фролову, 1962)

1 — анкеритовые карбонатиты IV стадии;
2 — карбонатиты III стадии;
3 — карбонатиты II стадии;
4 — карбонатиты I стадии;
5 — нефелиновые сиениты;
6 — пироксениты, пироксеновые, нефелин-пироксеновые породы, ийолиты;
7 — диабазы;
8 — сланцы;
9 — разрывные тектонические нарушения;
10 — площадь распространения реликтов пикритовых порфиритов

II. Второй этап — внедрение нефелиновых сиенитов и развитие калишпатизации в породах нефелин-пироксенового состава и вмещающих породах (конгломератах, песчаниках) с образованием фенитов.

III. Третий этап — внедрение пикритовых порфиритов — альнёитов.

IV. Четвертый этап — формирование карбонатитов.

Пироксениты и пироксеновые породы наблюдаются в виде реликтовых блоков самого разнообразного размера, располагающихся среди нефелин-пироксеновых пород и карбонатитов. К пироксенитам отнесены мелкозернистые породы с панидиоморфнозернистой структурой. Кроме пироксена, представленного чаще всего авгит-диопсидом, в них обычно присутствует титаномагнетит. Название «пироксеновые породы» получили крупнозернистые до гигантозернистых образования, иногда имеющие пегматитовый облик, сложенные титан-авгитом или фассаитом, магнетитом, перовскитом и апатитом, часто содержащие биотит, шорломит, реже — катафорит, иногда — кальцит.

Среди нефелин-пироксеновых пород также выделяется два типа. Пе́рвый тип — крайне неоднородные по составу и структуре нефелин-пироксеновые породы. Состав их меняется от существенно пироксенового до ийолит-уртитового, причем в небольших участках даже в штуфе или в шлифе можно наблюдать самые разнообразные количественные соотношения нефелина и пироксена. Структура их также меняется от мелкозернистой до крупнозернистой иногда даже в пределах штуфа, нередко без всякой связи с изменением минерального состава. Текстуры этих пород пятнистые или нечетко полосчатые с неравномерным пятнистым, гнездовым и гнездово-прожилковым распределением нефелина. Геологические наблюдения показывают, что эти породы образовались в результате нефелинизации и перекристаллизации пироксенитов пироксеновых пород массива. Второй тип — сравнительно однородные крупнозернистые породы ийолитового или ийолит-уртитового состава. Для этих пород характерны гипидиоморфно-зернистая структура, с идиоморфизмом нефелина по отношению к пироксену, и массивная текстура. Обычно они имеют четкие контакты с окружающими нефелин-пироксеновыми породами первого типа, но какие-либо явления закалки вдоль границ в них отсутствуют. Однородность, массивная текстура и четкие контакты с окружающими породами позволяют предположить, что по-

роды этого типа представляют собой магматические тела. Размер этих тел небольшой, мощность их не превышает 20—30 *м*, протяженность — 200—300 *м*. Встречаются они сравнительно редко и в общей сложности составляют не более 10% общего объема нефелин-пироксеновых пород. По минеральному составу между породами и того и другого типов нет существенных различий: и в том и в другом главные минералы — нефелин, пироксен и магнетит. Пироксен обычно представлен авгитом, хотя иногда в нем наблюдается значительная примесь эгириновой составляющей. Местами (вместо магнетита) в породах присутствует шорломит. Изредка в них содержится слюда, еще реже — катафорит. Характерные акцессорные минералы — апатит, сфен или перовскит, пирротин. Иногда присутствует кальцит. Никаких закономерностей в распределении различных разновидностей нефелин-пироксеновых пород не установлено.

Нефелиновые сиениты образуют дайки в южной части массива, главным образом среди ийолитов. Мощность этих даек от 1 до 30 *м*, протяженность 10—400 *м*. Как правило, это — крупнозернистые массивные породы, иногда порфировидные, причем во вкрапленниках встречаются все три главных минерала: калиевый полевой шпат, нефелин и пироскен. Нефелиновые сиениты обычно резко лейкократовые, количество темноцветных минералов в них не превышает 10%, а нередко они и совсем отсутствуют. Содержание нефелина изменяется от 10 до 50%, большей частью нефелин играет второстепенную роль. Эта особенность сближает нефелиновые сиениты с крупнозернистыми мономинеральными полевошпатовыми породами, встречающимися в массиве в виде маломощных жил. В качестве второстепенных минералов в нефелиновых сиенитах встречаются биотит и апатит, акцессорные минералы представлены сфеном и цирконом. Вокруг тел нефелиновых сиенитов нефелин-пироксеновые породы подвергаются калишпатизации: в них развивается сеть гнезд, прожилков и отдельных кристаллов калиевого полевого шпата с образованием серии калиевый полевой шпат-нефелин-пироксеновых пород переходных по составу от ийолитов до шонкинитов. Калишпатизация сопровождается увеличением количества эгириновой составляющей в пироксене с постепенным усилением его окраски и изменением оптических свойств. Процесс калишпатизации захватывает большие площади: зоны калишпатизации имеют ширину 100—300 *м* и протяженность более 1 *км*. Вдоль южного контакта массива, вблизи участков развития нефелиновых сиенитов, отмечено развитие калишпатовых фенитов по конгломератам и песчаникам.

Породы ряда пикритовый порфирит — альнёит наблюдаются в виде реликтовых блоков среди карбонатитов центральной части массива, а также слагают небольшие дайки в нефелин-пироксеновых породах и сланцах. Мощность даек изменяется от 1 до 10 *м*, изредка больше. Участок распространения остатков этих пород среди карбонатитов площадью около 1 $км^2$ имеет в плане изометричную, почти округлую форму. Сосредоточение реликтовых блоков пикритовых порфиритов в пределах округлого участка, их распределение в этом участке и сам характер пород позволили А. А. Фролову предположить, что эти породы выполняли образование типа трубки взрыва.

Пикритовые порфириты — альнёиты представляют собой большую группу пород с очень разнообразным составом и структурой. Среди них выделяются два крайних типа пород: пикритовые порфириты и альнёиты, между которыми существует целая гамма промежуточных разностей. Пикритовый порфирит — порода, состоящая из хризолита и диопсида, погруженных в серпентиновый мезостазис. Альнёит состоит из оливина, мелилита, серпентина и флогопита, по химическому составу он близок к альнёиту с острова Альнё. Среди этих пород встречаются как массивные, так и имеющие брекчиевую текстуру. В последнем случае

обломки сложены полнокристаллической или порфировой оливин-пироксеновой породой, или зернами пироксена или оливина.

Породы ряда пикритовый порфирит — альнёит по составу и текстуре имеют много общего с кимберлитами и некоторыми исследователями относятся к кимберлитам.

Карбонатиты в пределах массива 1 слагают штокообразное «ядро» площадью около 10 $км^2$ и широкую жильную зону вокруг него (см. фиг. 1). Карбонатитовые тела «ядра» характеризуются вертикальным или крутым падением наружу и прослежены на глубину более 750 *м*. Среди карбонатитов «ядра», по всей его площади встречаются остатки силикатных пород, сохранивших первоначальный состав и структуру. Большей частью они сложены породами ийолит-мельтейгитового состава; в северной части массива много реликтов пикритовых порфиритов. Реликтовые блоки силикатных пород сохраняют свое первоначальное положение, часто соединяются перемычками между собой и с общим полем развития силикатных пород.

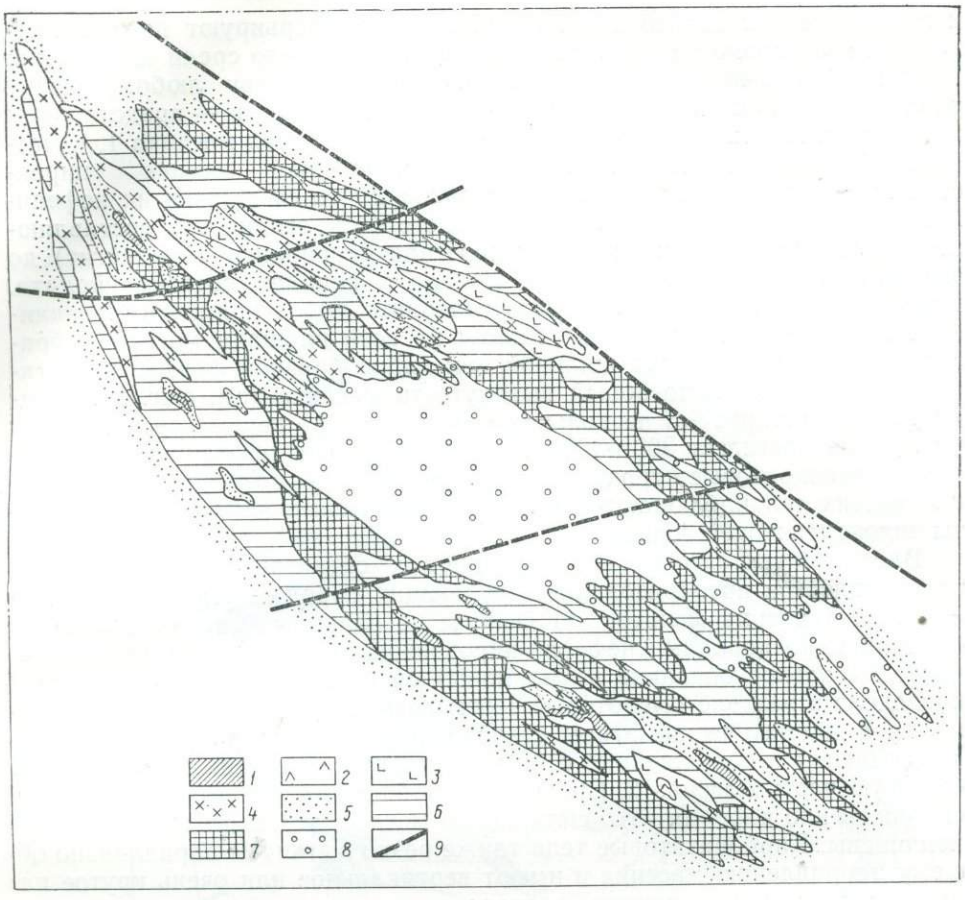
МАССИВ 2

Массив 2 приурочен к ядру локальной антиклинальной складки и прорывает филлитовые сланцы и полимиктовые песчаники среднего протерозоя. Массив вытянут в северо-западном направлении вдоль простирания контролирующего разлома и является несогласным по отношению к вмещающим породам. На северо-западе и юго-востоке контур массива осложнен серией апофиз (фиг. 2). Северо-восточный контакт массива — тектонический.

По данным А. А. Фролова, формирование массива 2 связано с одним из этапов подновления контролирующего разлома и образования ослабленного участка в месте пересечения последнего тектоническими нарушениями северо-восточного простирания.

Геофизическими работами установлено, что в целом массив представляет собой штокообразное тело, погружающееся на юго-запад под углом 65—85°. По мнению А. А. Фролова, его можно отнести к массивам центрального типа. Следует отметить, что приводимые А. А. Фроловым данные по внутренней структуре массива 2 не подтверждают этого предположения, и в известной мере даже противоречат ему. В отличие от типичных массивов центрального типа для массива 2 характерна не кольцевая, а четко выраженная линейная форма всех интрузивных образований и однообразная их ориентировка, параллельная длинной оси массива. Многочисленные останцы вмещающих пород, как по периферии, так и в центре массива также имеют вытянутую форму и ориентированы в одном направлении. Создается впечатление, что массив представляет собой сложную систему линейно вытянутых интрузивных тел, последовательно внедрявшихся в ослабленную зону, формирование которых сопровождалось интенсивным метасоматическим преобразованием вмещающих пород. Проявление вдоль нарушений этого узла постмагматического метасоматоза довершило преобразование раздробленного участка в сравнительно однородное тело, по физическим свойствам резко отличающееся от вмещающих пород, не подвергшихся переработке. В то же время можно согласиться с предположением А. А. Фролова, что специфика строения массива обусловлена малым эрозионным срезом, вскрывающим только его апикальную часть. Возможно, что на глубине массив 2 представляет собой интрузию центрального типа, аналогичную массиву 1.

Большая часть массива 2 сложена карбонатитами. Меньшим развитием пользуются нефелин-пироксеновые породы, нефелиновые сиениты



Фиг. 2. Схема геологического строения массива 2

1 — реликтовые блоки сланцев;
2 — пироксениты, пироксеновые породы;
3 — нефелин-пироксеновые породы, ийолиты;
4 — нефелиновые сиениты;
5 — фениты;
6 — кальцитовые карбонатиты;
7 — доломит-кальцитовые карбонатиты;
8 — анкеритовые карбонатиты;
9 — разрывные тектонические нарушения

и фениты. Изредка встречаются пироксениты. А. А. Фролов и В. С. Самойлов намечают схему последовательности формирования массива, которая в целом является обычной для комплексных массивов этого типа. *Магматический этап*: гипербазитовая стадия — образование пироксенитов; ийолитовая стадия — образование нефелин-пироксеновых пород и ийолитов; нефелин-сиенитовая стадия — образование фенитов и нефелиновых сиенитов. *Постмагматический этап* — образование карбонатитов.

Пироксениты сохранились в виде нескольких незначительных по размеру блоков среди карбонатитов и нефелин-пироксеновых пород. Судя по распределению останцов, пироксениты, вероятно, слагали несколько небольших обособленных тел, внедрившихся в центральную часть полосы деформированных пород в зоне контролирующего разлома. Пироксениты-анхимономинеральные породы с панидиоморфнозернистой структурой, сложенные диопсид-авгитом. Нефелин-пироксеновые породы развиты в юго-восточной части массива и прослеживаются вдоль северо-восточного его контакта (см. фиг. 2). Среди нефелин-пироксеновых пород выделены два типа — метасоматические нефелин-пироксеновые породы, сформировавшиеся в результате нефелинизации пироксенитов,

и магматические образования. Первые широко варьируют по количественным соотношениям пироксена и нефелина, так что среди них можно выделить разновидности, соответствующие по составу любому члену ряда нефелиновый пироксенит — ийолит. Вторые — представлены ийолитами. В отличие от нефелин-пироксеновых пород массива 1, в массиве 2 отмечается закономерное изменение состава пироксена нефелин-пироксеновых пород в зависимости от степени их нефелинизации: от диопсид-авгита, содержащего 15% эгириновой составляющей в меланократовых разностях (состава якупирангит-мельтейгит), до эгирин-авгита с 25% эгиринового минала в породах состава ийолита. Пироксен магматических ийолитов содержит 30% эгириновой составляющей. Нефелиновые сиениты развиты на всей площади массива, образуя многочисленные тела жильной или дайкообразной формы, ориентированные параллельно общей вытянутости массива (см. фиг. 2). Мощность тел варьирует от нескольких сантиметров до первых десятков метров, длина достигает 300—400 *м*. Главная фация нефелиновых сиенитов — лейкократовые трахитоидные биотитовые разности. Во внешних частях тел наблюдаются пироксен-биотитовые нефелиновые сиениты эндоконтактовой фации.

Вдоль контактов с телами нефелиновых сиенитов наблюдается метасоматическое преобразование вмещающих пород — фенитизация. Выделяется два типа фенитов: а) фениты по сланцам (апосланцевые) и б) фениты по породам нефелин-пироксенового состава (апоийолитовые). Детальное описание нефелиновых сиенитов и фенитов массива 2 приведено в разделе «Некоторые черты петрологии пород, сформировавшихся в магматические этапы становления карбонатитовых массивов». Карбонатиты и сопряженные с ними силикатные метасоматиты слагают большую часть массива 2. Среди них наибольшим развитием пользуются собственно карбонатиты, силикатные метасоматиты им количественно подчинены. Карбонатитовые тела также резко вытянуты параллельно общему направлению массива и имеют вертикальное или очень крутое падение. Среди карбонатитов располагаются многочисленные реликты всех силикатных пород массива, а также реликты сланцев.

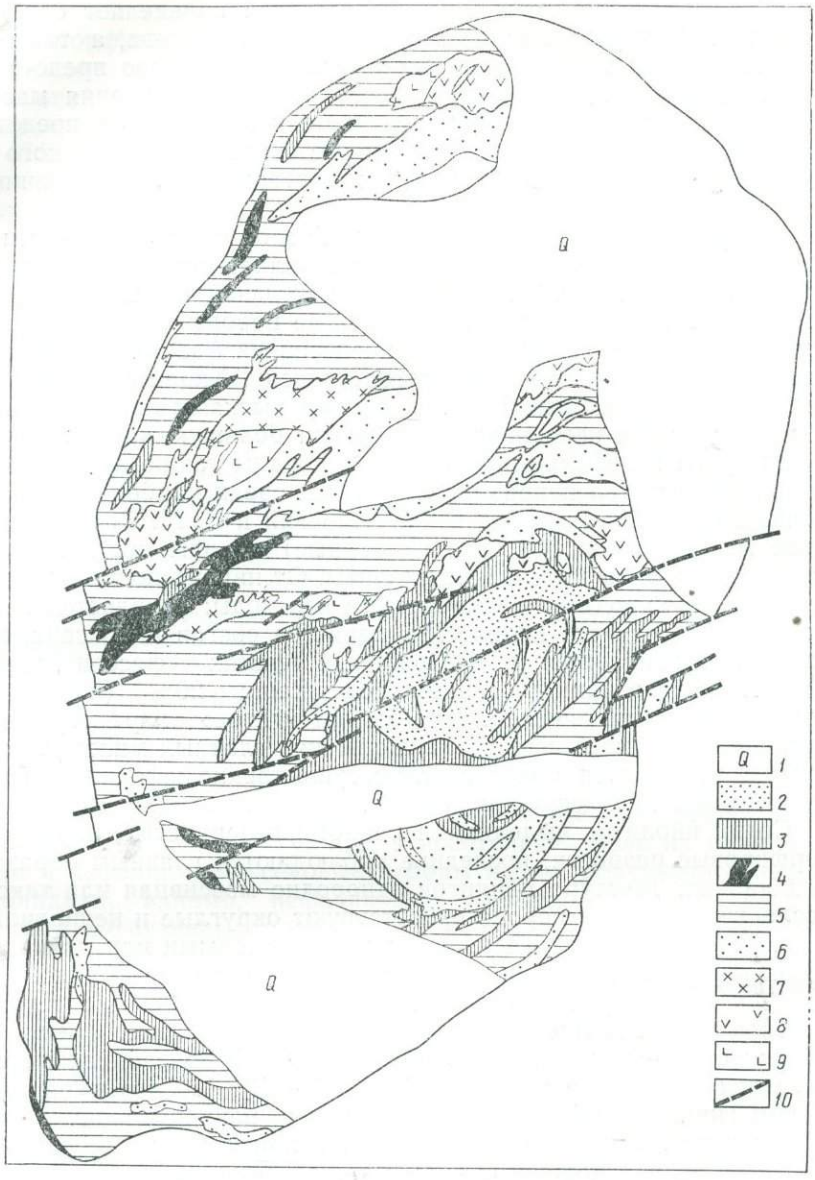
МАССИВ 3

Массив 3 приурочен к крупной зоне нарушения субмеридионального направления, секущей терригенно-карбонатные отложения синия. В плане он представляет собой эллипсообразное тело размером около 15 *км*^{2} с длинной осью, вытянутой в северо-восточном направлении (фиг. 3).

По мнению Е. М. Эпштейна, массив 3 представляет собой интрузию центрального типа со слабо проявленными линейными структурами. Тектонические нарушения, контролировавшие развитие интрузивной и постмагматической деятельности — кольцевые и конические. Кроме того, уже к моменту внедрения нефелиновых сиенитов проявились линейные нарушения восток-северо-восточного простирания. Движения по нарушениям этого направления продолжались и в период формирования карбонатитов, благодаря чему в карбонатитах наблюдаются блоковые смещения. В конце становления массива в нем развиваются разломы северо-западного простирания, вдоль которых сформировались крупные тела анкеритовых карбонатитов.

Геологами, изучавшими массив 3 в его развитии выделен ряд последовательных этапов магматической и постмагматической деятельности.

Этапы магматической деятельности: первый этап — формирование трубообразной интрузии гипербазитов, круто погружающейся на юг.



Фиг. 3. Схема геологического строения массива 3 (Гинзбург, Эпштейн, 1968)

1 — четвертичные отложения;
2 — карбонатиты IV стадии;
3 — карбонатиты III стадии;
4 — карбонатиты II^{б} подстадии;
5 — карбонатиты II^{а} подстадии;
6 — карбонатиты I стадии;
7 — нефелиновые и щелочные сиениты;
8 — пироксеновые породы, пироксениты;
9 — нефелин-пироксеновые породы, ийолиты;
10 — разрывные тектонические нарушения

Второй этап — образование нефелин-пироксеновых пород, а также внедрение даек ийолит-порфиров, прорывающих нефелин-пироксеновые породы. Третий этап — внедрение нефелиновых сиенитов.

Этапы постмагматической деятельности: первый этап — докарбонатитовый; перекристаллизация пироксенитов, превращение их в крупнозернистые и пегматоидные пироксеновые породы, а также развитие в нефелин-пироксеновых и пироксеновых породах ассоциации катафорит + + биотит + шорломит (перовскит), часто в сопровождении апатита и кальцита. Второй этап — карбонатитовый.

Такая многоэтапность развития массива определяет сложность его строения. Если учесть плохую обнаженность массива, а также то, что 85% площади массива занято карбонатитами, можно представить себе всю трудность расшифровки докарбонатитового строения массива. Это обуславливает известную схематичность и нечеткость в представлениях о той роли, которую играли различные этапы магматического процесса в истории становления массива 3 и поэтапной роли различных типов тектонических структур.

Гипербазиты встречены главным образом в северной части массива, где они слагают реликтовые тела с извилистыми контурами площадью до 0,12 *км*^{2} (см. фиг. 3). Гипербазиты большей частью интенсивно переработаны и превращены в пироксеновые породы метасоматического облика. Пироксен в таких породах представлен фассаитом, иногда в центральных частях зерен наблюдается диопсид. Характер распространения реликтов пироксеновых пород позволил высказать предположение, что эти образования первоначально слагали большую часть массива.

Ийолиты и нефелин-пироксеновые породы также наблюдаются в виде реликтовых тел неправильной формы среди карбонатитов. Среди нефелин-пироксеновых пород Е. А. Нечаевой и Е. М. Эпштейном выделяются метасоматические (или гибридные) породы обычно мельтейгитового состава и магматические ийолиты. От пироксеновых пород к «мельтейгитам» наблюдаются постепенные переходы: появляется нефелин, по мере увеличения его количества меняется состав пироксена, последний становится зональным: в центральных частях — фассаит, к периферии сменяющийся эгирин-диопсидом, содержащим 20% (иногда больше) эгириновой составляющей. Для «мельтейгитов» характерны широкие вариации в количественных соотношениях главных минеральных компонентов: чередуются более светлые, существенно нефелиновые и темные — существенно пироксеновые участки.

Среди ийолитов выделяются равномернозернистые, порфировидные и порфировые разности; последние наблюдаются главным образом в мелких дайках. Текстура ийолитов однородно массивная или такситовая, в последнем случае в породе присутствуют округлые и неправильные участки, относительно обогащенные меланократовыми или лейкократовыми компонентами. Иногда ийолиты полосчатые с чередованием лейкократовых и меланократовых полос. В пироксене ийолитов содержание эгириновой составляющей повышается до 30% и более. Среди ийолитов встречаются разности, содержащие калиевый полевой шпат, в которых пироксен еще более железистый (f=42—43%). Структура ийолитов в общем гипидиоморфнозернистая, иногда пойкилитовая; в последнем случае в крупных кристаллах нефелина присутствуют включения пироксена, а в зернах полевого шпата включения пироксена и нефелина. Между равнозернистыми и порфировидными ийолитами наблюдаются постепенные переходы. Дайковые ийолит-порфиры секут равнозернистые ийолиты с образованием зон закалки.

Развитие пород нефелин-пироксенового состава контролировалось кольцевыми разломами, приуроченными к периферической части массива, а также структурным узлом в центральной части массива, где эти образования слагают крупное штокообразное тело.

Нефелиновые сиениты наблюдаются в западной части массива, где они слагают два тела неправильной формы с извилистыми контурами площадью 0,12 и 0,05 *км*^{2}. Кроме того, они образуют жилы и линзы в ийолитах и пироксеновых породах и изредка — дайки в карбонатитах. В виде шлиров в нефелиновых сиенитах встречаются безнефелиновые щелочные сиениты. Нефелиновые сиениты секут ийолиты с образованием зон закалки. Обычно нефелиновые сиениты — мелкозернистые и среднезернистые, часто трахитоидные породы, состоящие из призмати-

ческих кристаллов калинатрового полевого шпата, среди которых заключены идиоморфные или неправильной формы выделения нефелина. Из темноцветных минералов присутствуют пироксен, содержащий 40—50% эгириновой составляющей, и биотит. В безнефелиновых сиенитах содержание эгирина в пироксене достигает 80%. Карбонатиты занимают около 87% всей площади массива 3. Они образуют крупные жилообразные или линзовидные тела, обычно объединенные в сближенные системы кулисообразного типа. Часто тела в таких системах сливаются в обширные поля. Границы отдельных тел в таких полях фиксируются закономерно ориентированными цепочками реликтовых блоков силикатных пород или более ранних карбонатитов.

Восточный контакт массива — почти вертикальный, тектонический, западный характеризуется широкими вариациями направления и величины угла падения (от 40° на восток до 70° на запад). Северный и южный контакты массива секущие по отношению к вмещающим породам.

* * *

В составе и строении массивов обеих провинций есть как сходные черты, так и отличия, причем для массивов одной провинции характерно достаточно большое разнообразие, тогда как отдельные массивы из разных провинций иногда очень сходны между собой. Так массивы 1 и 3 имеют крупные размеры, трубообразную форму с крутым падением контактов и овальное сечение в плане. Среди слагавших эти массивы силикатных пород преобладают пироксениты и метасоматиты по ним, интрузивные ийолиты и нефелиновые сиениты имеют резко подчиненное развитие. В обоих массивах в ранние периоды становления ведущая роль принадлежала кольцевым структурам, линейные структуры проявились только на поздних этапах. По сравнению с массивом 1 в строении массива 2 намечается ряд отличий. Размеры его значительно меньше. Несмотря на то что в его пределах встречены все разновидности пород, которые слагают массивы 1 и 3, относительная роль их иная. Пироксеновые и нефелин-пироксеновые породы имеют подчиненное значение, преобладали, видимо, нефелиновые сиениты и располагавшиеся между телами интрузивных пород блоки фенитов и фенитизированных сланцев. Кольцевые структуры в этом массиве не проявлены, от начала до конца его становления развитие всех процессов контролируется линейными нарушениями.

Е. М. Эпштейн и А. А. Фролов объясняют отмеченные различия разной глубиной эрозионного среза массивов. Они считают, что по мере увеличения глубины эрозионного среза растут размеры сечений массивов, уменьшается роль полевошпатовых пород по сравнению с пироксеновыми и нефелин-пироксеновыми, кольцевые структуры приходят на смену линейным (Гинзбург, Эпштейн, 1968). Хотя это предположение и подкреплено целым рядом геологических предпосылок, оно не объясняет явной связи между составом массивов и спецификой структурной обстановки. Поэтому нельзя исключить предположение, что особенности строения и состава массива являются отражением не различий в глубине формирования данных срезов (абсолютной или относительной), а разницей в характере структурно-тектонических узлов, контролировавших поступление глубинного материала. В разных структурно-тектонических узлах даже на одном гипсометрическом уровне могли существовать значительные различия в условиях давления, в частности в соотношении давлений на мобильную и твердую среду, которые могли заметно изменить ход становления массивов. К сожалению, в изученных массивах не проводилось достаточно детального структурно-тектонического изучения пород рамы, чтобы оценить возможность влияния именно этого фактора. Такое изучение — одна из задач, стоящих в настоящее вермя перед исследователями щелочно-ультраосновных массивов.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОЛОГИИ ПОРОД, СФОРМИРОВАВШИХСЯ В МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Суммируя данные о распределении различных типов силикатных пород в исследованных массивах, их взаимоотношениях и последовательности формирования пород этих типов, можно выделить ряд главных черт, общих для всех этих комплексов.

1. Становление массивов — многоактный процесс. В каждом массиве выделяются три главных этапа формирования силикатных пород.

Первый этап — образование пород ультрабазитового состава. Во всех трех массивах это мелкозернистые пироксеновые породы, сохранившиеся главным образом в виде реликтов среди более поздних образований. Пироксен в них представлен авгит-диопсидом. Следует отметить, что ни в одном массиве не доказано первично-магматическое происхождение этих пород. По своим геохимическим особенностям эти породы резко отличаются от первичных пироксенитов Кольского полуострова и Маймеча-Котуйской провинции (табл. 1). Больше того, по содержанию хрома и

Таблица 1

Содержание Cr, Ni, Co, V, Nb, Zr в породах щелочных-ультраосновных массивов (γ/г)

Название пород	Cr	Ni	Co	V	Nb	Zr
*Кольский полуостров**						
Пироксениты	200—500	170—250	100	200—450	10	10—100
Нефелин-пироксеновые породы	10—50	100	47	290—300	300	100—270
*Маймеча-Котуйская провинция**						
Пироксениты	500—3400	500—2200	100	1500		
Массив 1						
Пироксениты	20	13	12	60—100	400	300—400
Нефелин-пироксеновые породы	15—36	8—24	5—13	70—130	130—600	200—500
Пикритовые порфириты	1300—2000	250—300	25—35	50—150	200—1000	150—350
Альнёиты	220—270	60—170	20—32	60—70	100—500	450—500
Сланцы (вмещающие)	132	40	7	100	100	900
Массив 3**						
Пироксениты	30	10	10—30	30—60	100—600	200—700
Ийолиты	10	10	10	60—100	100—600	200—700

* По материалам А. В. Лапина (1966).

** Данные полуколичественного анализа.

никеля пироксениты резко отличаются от кимберлитоподобных пород, присутствующих в массиве 1 и вокруг него. В то же время не наблюдается принципиальных различий в геохимической характеристике пироксенитов и нефелин-пироксеновых пород, формирование которых относится ко второму этапу магматической деятельности.

На основании этих данных можно заключить, что даже если пироксениты массивов действительно имеют первичномагматическое происхождение и образовались в первый этап магматической деятельности, то вряд ли можно считать их типичными гипербазитами и параллелизовать с гипербазитами комплексных массивов Кольского полуострова и Маймеча-Котуйской провинции.

Второй этап — формирование нефелин-пироксеновых пород. Среди нефелин-пироксеновых пород выделяются метасоматические и магматические образования. Первые широко варьируют по составу, от якупирангитового до ийолит-уртитового, хотя в общем характеризуются преобладанием меланократовых разностей. Вторые представлены главным образом ийолитами и ийолиг-уртитами. В массиве 1 развиты преимущественно метасоматические нефелин-пироксеновые породы, магматические ийолиты слагают только отдельные жильные тела небольших размеров. В массиве 2 также преимущественным развитием пользуются метасоматические нефелин-пироксеновые породы. В массиве 3 наряду с метасоматическими нефелин-пироксеновыми породами в реликтах среди карбонатов часто встречаются магматические ийолиты и ийолит-уртиты. Однако, как будет показано ниже, метасоматические нефелин-пироксеновые породы благодаря своей неоднородности менее устойчивы по отношению к карбонатизации, чем структурно и текстурно однородные магматические ийолиты. Поэтому реликты магматических образований могут сохраняться в тех участках, где метасоматические разности полностью превращены в карбонатиты. Весьма вероятно, что и в массиве 3 среди силикатных пород первоначально преобладали метасоматические нефелин-пироксеновые породы. Таким образом, уже для второго этапа становления массивов характерно широкое развитие метасоматических процессов, так что объем метасоматических образований значительно больше объема магматических.

Третий этап развития массивов — формирование нефелиновых и щелочных сиенитов. С этой стадией также связано широкое развитие метасоматических процессов — фенитизации нефелин-пироксеновых пород и вмещающих сланцев.

В массиве 1 вокруг тел нефелиновых сиенитов мощностью 3—10 *м* наблюдаются зоны полевошпатизации шириной в несколько сот метров. Такое же явление отмечено в массиве 2, где широкий ореол фенитизации окружает мелкие тела нефелиновых сиенитов. Таким образом, и для этого этапа характерно резкое преобладание объема метасоматических образований над магматическими.

Только в массиве 1 заключительным этапом развития магматических образований является внедрение кимберлитоподобных пород ряда пикритовых порфирит — альнёит. Этот этап магматической деятельности отличается тем, что внедрение пород не сопровождается развитием метасоматических процессов. Кроме того, по ряду геохимических признаков эти породы отличаются от более ранних образований, как магматических, так и метасоматических (табл. 1).

2. Общей чертой всех массивов является развитие метасоматических преобразований, по времени предшествующих процессу карбонатитообразования и не связанных с каким-либо одним определенным этапом формирования интрузивных пород. К таким преобразованиям относится перекристаллизация пироксенитов с превращением их в крупнокристаллические, часто гигантокристаллические пироксеновые породы.

331

В массиве 3, по наблюдениям Е. М. Эпштейна и Е. Н. Нечаевой, эти преобразования пироксенитов отмечаются уже в этап формирования ийолитов и развития нефелинизации. На фронте нефелинизации происходит укрупнение зерен пироксена и изменение его состава: первичный авгит-диопсид пироксенитов превращается в высокоглиноземистый фассаит. Иногда перекристаллизация сопровождается выделением перовскита. Кроме того, после формирования ийолитов снова наблюдается перекристаллизация пироксенитов и меланократовых нефелин-пироксеновых пород, также более ранняя, по отношению к карбонатитам. И в этот период перекристаллизация сопровождается превращением первичных авгит-диопсида и эгирин-диопсида в фассаит. Одновременно в породах наблюдаются развитие шорломита и катафорита, иногда биотита, и появление значительного количества апатита и иногда — кальцита.

В массиве 1 тоже отмечена перекристаллизация пироксенитов, причем также двух типов. Первый тип — перекристаллизация пироксена, при которой порода становится крупнозернистой, пироксен приобретает состав и свойства титан-авгита или фассаита, появляется перовскит в виде гнездо- и прожилкообразных скоплений, иногда отороченных каймами биотита. Трудно сказать, насколько этот процесс связан с нефелинизацией; можно только отметить, что участки такой перекристаллизованной породы местами рассечены прожилками нефелина и интенсивно нефелинизированы. Второй тип перекристаллизации отмечен главным образом в крупных блоках существенно пироксеновых пород среди карбонатитов или вокруг карбонатитового ядра. В то же время нет оснований говорить о его проявлении непосредственно на фронте карбонатизации, поскольку карбонатизации подвергаются как перекристаллизованные, так и неперекристаллизованные породы. В этот период перекристаллизация приводит к образованию гигантозернистых пород, в которых размер кристаллов отдельных минералов достигает величины 10 *см* и более. Пироксен при этом превращается в фассаит или титан-авгит, в породе появляются шорломит и катафорит или биотит, обычно в сопровождении апатита и иногда — кальцита. Можно наблюдать как равновесные взаимоотношения новообразованного пироксена с шорломитом и катафоритом, так и замещение пироксена катафоритом, который в свою очередь часто замещается биотитом.

В массиве 2 тоже наблюдались явления перекристаллизации пироксена и замещение его катафоритом, но здесь они развиваются на фронте карбонатизации, во внешних зонах карбонатитовых тел.

Сходные явления отмечены в массивах Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций (Лапин, 1965, 1966; Ланда, 1967). По их данным перекристаллизация и перовскитизация пироксенитов проявляются на фронте нефелинизации. Кроме того, А. В. Лапиным и Э. А. Ландой описана постмагматическая перекристаллизация пироксеновых и нефелин-пироксеновых пород, при которой эти породы приобретают облик пегматитов. Перекристаллизация сопровождается развитием в породе шорломита и иногда роговой обманки и биотита. Часто в этих породах появляется апатит и иногда кальцит. Эти постмагматические образования А. В. Лапин параллелизует с форстерит-магнетит-апатитовыми (с кальцитом) и кальцит-диопсид — (форстерит)-флогопитовыми метасоматитами постмагматической стадии, широко проявленными в Ковдорском массиве. Последние им трактуются как предкарбонатитовые или околокарбонатитовые. Э. А. Ланда считает эти образования промежуточными по времени между нефелинизацией и карбонатитообразованием.

Таким образом, уже докарбонатитовый период становления изученных массивов, наряду с магматическими проявлениями, характеризуется широким развитием метасоматических пород. Процесс формирования этих пород представляет собой непрерывную цепь метасоматических

преобразований, наиболее поздние из которых тесно смыкаются с постмагматическими, приводящими к развитию карбонатитов.

Среди метасоматических процессов докарбонатитового периода особый интерес представляют процессы нефелинизации и фенитизации. Эти процессы, как и карбонатитообразование, приводят к существенному изменению состава пород и захватывают обширные площади, так что массообмен, связанный с этими процессами, измеряется миллиардами тонн привносимых и выносимых компонентов. Процесс нефелинизации подробно охарактеризован в работах, посвященных щелочным-ультраосновным массивам Кольского полуострова (Бородин, 1958, 1959, 1960, 1961; Бородин и др., 1963). В массивах Восточной Сибири этот процесс имеет аналогичный характер, поэтому дополнительное описание этого процесса здесь мы не приводим. Процессы фенитизации нефелин-пироксеновых и осадочно-метаморфических пород освещены в литературе менее подробно. Поскольку в карбонатитовых массивах Восточной Сибири эти процессы играют немаловажную роль, авторы сочли необходимым охарактеризовать главные особенности этих процессов. В трех изученных массивах процессы фенитизации в близких по составу породах развиваются в общем одинаково, так что фениты, заместившие одни и те же породы во всех трех массивах, очень сходны по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям. Наиболее полно процессы фенитизации изучены в массиве 2, поэтому фениты именно этого массива рассматриваются ниже в качестве примера.

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ И ФЕНИТЫ

Термин «фенит» был предложен В. К. Бреггером (Brögger, 1920) для обозначения пород сиенитового состава, возникающих на контактах между ийолит-мельтейгитами и породами гранитоидного состава. В дальнейшем фенитами стали называть породы сиенитового состава, образовавшиеся путем метасоматической переработки кремнекислых пород (гранитов, гранито-гнейсов и т. п.) под воздействием эманаций нефелин-сиенитовых, щелочно-габброидных и карбонатитовых магм. Эккерманн включил в состав фенитов также нефелинизированные породы, образующиеся на конечном этапе процесса фенитизации (Eckermann, 1948).

В ходе детального изучения щелочных массивов была установлена временна́я и пространственная неоднородность пород, называемых фенитами. Среди них были выделены экзоконтактовые породы, образовавшиеся вдоль границ щелочных интрузий как в магматический, так и в постмагматический этапы (Сергееев, 1959, 1968; Тихоненков, Тихоненкова, 1962; Ронсенсон, 1966). Появилась неопределенность генетического смысла термина «фенит». В связи с этим И. П. Тихоненковым и Р. П. Тихоненковой (1962) было предложено называть фенитизацией метасоматические процессы магматического этапа, генетически связанные с воздействием щелочных интрузий на породы кремнекислого состава. Р. М. Яшина (1964) предложила расширить это понятие и называть фенитами метасоматиты магматического этапа, возникающие в контактовых ореолах щелочных итрузий за счет вмещающих пород любого исходного состава.

Именно такая трактовка термина «фенит» и принята авторами. В соответствии с этим к фенитам следовало бы отнести и метасоматические нефелин-пироксеновые породы, образовавшиеся при нефелинизации пироксенитов. К сожалению, систематика и номенклатура фенитов не разработана. Поэтому, оговариваясь, что нефелин-пироксеновые породы в генетическом смысле отвечают фенитам, во избежание терминологической неопределенности, за ними оставлено название «нефелин-пироксеновые породы». Формирование фенитов возможно также и при воздейст-

вии карбонатитовой магмы на породы различного состава. Однако карбонатиты изученных массивов не обладают признаками, присущими магматическим породам, поэтому силикатные метасоматиты, возникающие при карбонатитообразовании, авторами выделены в особую группу, а термин «фенит» оставлен только за метасоматитами магматического этапа, возникшими в процессе формирования нефелиновых сиенитов.

Минералого-петрографическая характеристика нефелиновых сиенитов и фенитов

Нефелиновые сиениты развиты по всей площади массива 2, слагая многочисленные тела жильной или дайкообразной формы. Мощность отдельных жил (даек) от нескольких сантиметров до первых десятков метров, длина — до 300—400 *м*. По минеральному составу выделяются биотитовые, пироксен-биотитовые и пироксеновые разности. Последние пользуются незначительным распространением. Пироксен-биотитовые нефелиновые сиениты слагают внешние части даек, представляя собой фацию эндоконтакта.

Главная фация нефелиновых сиенитов — лейкократовые трахитоидные биотитовые разности, содержащие 75—85% калиевого полевого шпата. Для этих пород характерно наличие вкрапленников калиевого полевого шпата в мелкозернистой или среднезернистой трахитоидной основной массе нефелин-биотит-калишпатового состава. Вкрапленники обычно представлены промежуточным микроклином с неясным решетчатым строением. Они часто обладают линейной ориентировкой согласно простиранию даек и жил. Темно-бурый биотит отмечен как в основной массе породы, так и во вкрапленниках. Судя по валовому химическому составу породы, общая железистость биотита составляет 65—66%. Пластинки биотита обладают линейно-плоскостной ориентировкой, совпадающей с ориентировкой вкрапленников полевого шпата. Нефелин встречается только в основной массе и составляет не более 15% породы. Акцессорные минералы — сфен и циркон.

Среди нефелиновых сиенитов отмечаются шлиры или участки неправильной формы, сложенные безнефелиновыми калишпат-биотитовыми сиенитами. Контакты между нефелиновыми и безнефелиновыми разностями сиенитов нечеткие, постепенные. Биотитовые щелочные сиениты также порфировидные трахитоидные породы. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, реже — биотитом. Обычно вкрапленники калиевого полевого шпата обладают линейной ориентировкой. Калиевый полевой шпат вкрапленников структурно неоднороден: среди ортоклаза располагаются пятна промежуточного микроклина. Основная масса щелочных сиенитов имеет калишпат-биотитовый состав и среднезернистое до мелкозернистого строение.

Эндоконтактовые биотит-пироксеновые нефелиновые сиениты слагают узкие зоны в краевых частях даек. Мощность эндоконтактовых зон — до нескольких десятков сантиметров, явлений закалки не отмечается. Границы между нефелиновыми сиенитами главной фации и фации эндоконтакта сравнительно четко фиксируются по появлению в сиенитах пироксена. По текстурно-структурным признакам эндоконтактовые нефелиновые сиениты, в целом, идентичны нефелиновым сиенитам главной фации. Это также трахитоидные порфировидные породы с вкрапленниками калиевого полевого шпата. В контактах с породами нефелин-пироксенового состава сиениты содержат вкрапленники нефелина. Пироксен эндоконтактовых нефелиновых сиенитов — диопсид-эгирин. В нефелиновых сиенитах, залегающих среди кварц-слюдяных сланцев, присутствует травяно-зеленый диопсид-эгирин с $f = 50—57\%$, содержащий 40—45% эгири-

новой составляющей ($c:Np=18—23°$, $+2V=83—88°$). В контактах с ийолит-мельтейгитами в нефелиновых сиенитах обычно присутствует ярко-зеленый диопсид-эгирин с $f=65—70\%$, содержащий 58—64 эгириновой составляющей ($c:Np=(—)8—10°$, $—2V=77—80°$). В центральных частях кристаллов этого пироксена изредка встречаются участки, сложенные менее железистым травяно-зеленым диопсид-эгирином ($c:Np=24—26°$, $+2V=78—80°$), содержащим 36—39% эгириновой составляющей, железистость которого 48—51%.

Пироксеновые нефелиновые сиениты занимают особое положение в группе нефелиновых сиенитов. Распространены они локально, в виде тел неправильной формы среди апоийолитовых фенитов или же непосредственно между нефелин-пироксеновыми породами и биотитовыми нефелиновыми сиенитами, в тех случаях, когда фениты на контакте отсутствуют. Контакты пироксеновых нефелиновых сиенитов как с биотитовыми нефелиновыми сиенитами, так и с апоийолитовыми фенитами четкие, резкие. В ийолит-мельтейгитах и фенитах отмечаются прожилки, сложенные пироксеновыми нефелиновыми сиенитами. Явлений закалки на контактах не наблюдается. Фенитизация, связанная с формированием дайковых интрузий нефелиновых сиенитов и широко проявленная в ийолит-мельтейгитах, совершенно не затрагивает пироксеновые нефелиновые сиениты. В то же время, фиксируются маломощные жилки трахитоидных биотитовых нефелиновых сиенитов, секущие эти породы.

Пироксеновые нефелиновые сиениты — крупнозернистые, равномернозернистые, массивные, мезолитовые, с постоянным составом и структурой. Микроструктура их — гипидиоморфнозернистая, реже трахитоидная. Все минералы породы имеют ровные очертания, не отмечено (в отличие от фенитов) коррозии нефелина калиевым полевым шпатом. Пироксен представлен короткопризматическими, обычно сдвойникованными кристаллами, часто идиоморфными по отношению к нефелину и калиевому полевому шпату. По оптическим свойствам пироксен — эгирин-диопсид, содержащий 20—23% эгириновой составляющей ($c:Np=36—40°$, $+2V=67—71°$). Калиевый полевой шпат — ортоклаз, таблитчатые кристаллы которого иногда ориентированы линейно, что придает породе трахитоидный облик. Акцессорные минералы — сфен и циркон. Пироксеновые нефелиновые сиениты несомненно имеют магматическое происхождение. Их состав, структура и взаимоотношения с фенитами и нефелиновыми сиенитами позволяют предположить, что эти породы образовались из магмы, выплавленной in situ, в участках контакта между нефелиновыми сиенитами и нефелин-пироксеновыми породами.

Фениты. Вдоль контактов с интрузивными нефелиновыми сиенитами во вмещающих их кварц-мусковитовых сланцах и нефелин-пироксеновых породах наблюдаются метасоматические преобразования — фенитизация. Выделяется два типа фенитов: 1) фениты, развивающиеся по сланцам — «апосланцевые» и 2) фениты, развившиеся за счет нефелин-пироксеновых пород — «апоийолитовые».

Апосланцевые фениты — породы, по составу большей частью соответствующие щелочным сиенитам. Только непосредственно на контакте со сланцами появляются кварцсодержащие метасоматиты, имеющие гранитоидный состав. Контакты фенитов со сланцами четкие, резкие. Лишь иногда, в сравнительно узких зонах можно видеть фенитизированные сланцы, сложенные как минералами собственно сланцев (кварц, мусковит, магнетит), так и новообразованными минералами (биотит, калиевый полевой шпат). При этом отчетливо видно замещение кварц-мусковит-магнетитового агрегата сланцев биотитом и калиевым полевым шпатом. В процессе этого замещения мусковит и рудный минерал сланцев полностью исчезают, а количество кварца резко уменьшается. В результате образуются породы гранитоидного состава — кварц-биотит-кали-

шпатовые фениты. Количество кварца в этих фенитах определяется его содержанием в исходных сланцах: чем больше кварца в последних, тем более обогащены им фениты. Кварц является устойчивым минералом в фенитах и находится в равновесных соотношениях с биотитом и калиевым полевым шпатом. В редких случаях со сланцами контактируют кварцсодержащие фениты с магнетитом (без биотита).

Кварцсодержащие фениты — тонкозернистые до мелкозернистых, тонкополосчатые лейкократовые или мезолитовые породы с лепидогранобластовой микроструктурой. Для них характерно наследование текстурно-структурных особенностей сланцев. Биотит из этих фенитов представлен железистыми разностями. Судя по валовым анализам кварц-биотит-калишпатовых фенитов и фенитизированных сланцев, не содержащих магнетит, железистость биотита составляет 67—73%. По направлению к нефелиновым сиенитам кварцсодержащие фениты сменяются фенитами сиенитового состава. При этом кварц полностью исчезает, в породах появляется пироксен и увеличивается количество калиевого полевого шпата. Содержание биотита (или магнетита) уменьшается, но оба минерала устойчивы в ассоциации с пироксеном и калиевым полевым шпатом.

Безкварцевые апосланцевые фениты представлены преимущественно биотит-пироксеновыми разностями, магнетит-пироксеновые разности фенитов редки. Биотит-пироксеновые фениты неоднородны по текстурно-структурному облику. Вблизи контакта с кварцсодержащими фенитами они характеризуются мелкозернистым строением и тонкополосчатой структурой. Микроструктура породы в этих участках — лепидогранобластовая. По направлению к нефелиновым сиенитам зерна всех минералов укрупняются, полосчатое строение породы затушевывается, появляется такситовая текстура, обусловленная неравномерным распределением темноцветных минералов и калиевого полевого шпата. В конечном итоге

Таблица 2

Свойства биотитов и пироксенов из фенитов и интрузивных нефелиновых сиенитов массива 2

	Типы пород	Свойства и минальный состав пироксенов					Железистость, %	
		$c:Np$, *град*	$2V_{Ng}$, *град*	*Эг+Жад*, %	*Ди*, %	*Гед*, %	пироксена	биотита
Апонийолитовые фениты	Нефелин-пироксеновые фениты:							
	внешняя часть зоны	(—) 37—42	67—68	17—18	61—67	16—21	23—33	—
	внутренняя часть зоны	(—) 29—34	73—75	26—31	55—58	14—16	36—40	—
	Биотит-пироксеновые фениты	(—) 26—31	73—78	23—36	51—56	13—16	39—43	63
	Биотитовые фениты	—	—	—	—	—	—	64,5*
	Биотитовые нефелиновые сиениты	—	—	—	—	—	—	65—66*
Апосланцевые фениты	Пироксеновые фениты	(—) 24—30	74—81	30—39	43—53	13—17	44—50	—
	Биотит-пироксеновые фениты							
	внутренняя часть зоны	(—) 23—27	78—85	36—44	44—48	12—16	49—52	66
	внешняя часть зоны	(—) 20—23	85—86	41—47	42—45	11—14	53—56	67
	Кварц-биотитовые фениты							
	внутренняя часть зоны	—	—	—	—	—	—	67—68*
	внешняя часть зоны	—	—	—	—	—	—	71—73*

* Данные получены при пересчете валовых химических анализов породы.

образуются крупнозернистые массивные биотит-пироксеновые фениты, которые и преобладают. Микроструктура массивных и такситовых разностей — пойкилитовая, реже — диабластовая. Ойкокристаллы представлены обычно калиевым полевым шпатом, реже биотитом, хадакристаллы — пироксеном и биотитом. Пироксен из полосчатых биотит-пироксеновых фенитов — эгирин-диопсид, содержащий до 45% эгириновой и до 14% геденбергитовой составляющих и имеющий $f=49—56\%$ (табл. 2, 3). В массивных фенитах пироксены более магнезиальны ($f=49—52\%$), чем пироксены полосчатых фенитов ($f=53—56\%$). Железистость биотита 66—67% (см. табл. 2, 3).

Таблица 3

Химический состав пироксенов и биотитов из фенитов массива 2

Компоненты	Пироксены		Биотиты		Компоненты	Пироксены		Биотиты	
	1П	2П	1Б	2Б		1П	2П	1Б	2Б
SiO_2	49,55	48,29	35,02	35,87	Si	1,91	1,82	2,78	2,90
TiO_2	1,02	2,78	3,57	2,04	Ti	0,03	0,08	0,22	0,12
Al_2O_3	2,19	4,03	12,29	12,42	Al	0,10	0,18	1,14	1,18
Fe_2O_3	13,84	8,01	4,27	6,04	Fe^{3-}	0,40	0,23	0,25	0,37
FeO	3,71	4,71	22,70	22,10	Fe_2^-	0,12	0,15	1,55	1,51
MnO	0,29	0,52	0,46	0,22	Mg	0,45	0,56	1,06	0,92
MgO	7,79	9,84	8,96	7,59	Ca	0,57	0,69	—	0,04
CaO	14,14	17,30	Не обн.	0,54	Na	0,41	0,28	0,07	0,04
K_2O	0,19	0,24	8,98	9,11	K	0,01	0,01	0,90	0,92
Na_2O	5,45	3,75	0,45	0,27	Железистость				
П. п. п.	1,02	0,46	3,31	3,89	f(в %)	54	40	63	67
Сумма	99,19	99,93	100,00	100,09					

2Б и 1л—биотит и пироксен из биотит-пироксенового апосланцевого фенита (у контакта с кварц-биотитовым фенитом); 1Б и 2П—биотит и пироксен из апоийолитового фенита (участок контакта между нефелин-пироксеновым и нефелин-биотитовым фенитами). Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

Обычно массивные фениты биотит-пироксен-калишпатового состава контактируют с интрузивными нефелиновыми сиенитами фации эндоконтакта, но иногда, в участках интенсивного проявления процесса фенитизации, биотит-пироксеновые фениты по направлению к нефелиновым сиенитам сменяются пироксен-калишпатовыми фенитами, не содержащими биотит. Это — массивные крупнозернистые лейкократовые породы с пойкилитовой микроструктурой. Хадакристаллы представлены пироксеном, ойкокристаллы — калиевым полевым шпатом, слагающим до 85—90% объема породы. Пироксен в фенитах этого типа — диопсид-эгирин, содержащий до 35—37 эгириновой и до 17% геденбергитовой составляющих, его железистость равна 44—50% (см. табл. 2, 3). Контакты между пироксеновыми (или биотит-пироксеновыми) фенитами и нефелиновыми сиенитами четкие, резкие, часто прямолинейные.

Апоийолитовые фениты по составу соответствуют щелочным и нефелиновым сиенитам, причем преобладают нефелинсодержащие разности. Фенитизация нефелин-пироксеновых пород начинается с появлением в них калиевого полевого шпата в виде отдельных гнезд или прожилков. При этом отчетливо фиксируется коррозия и замещение полевым шпатом нефелин-пироксенового агрегата. Однако процесс калишпатизации не-

фелин-пироксеновых пород не сводится к простому замещению их мономинеральными калишпатовыми породами, а сопровождается формированием фенитов с устойчивым парагенезисом нефелин+пироксен+ +калиевый полевой шпат. Образующиеся фениты — массивные крупнозернистые мезолитовые породы с пойкилитовой микроструктурой. Ойкокристаллы представлены обычно калиевым полевым шпатом, хадакристаллы — нефелином и пироксеном. Реже наблюдается диабластовая микроструктура.

Относительные количества нефелина и пироксена в фенитах полностью определяются их содержанием в исходных нефелин-пироксеновых породах. Если замещаются породы мельтейгитового состава, то фениты обогащены пироксеном по отношению к нефелину. При замещении ийолитов нефелина столько же, сколько пироксена или больше. Пироксен из нефелин-пироксеновых фенитов — эгирин-диопсид, содержащий 12—26% эгириновой и 14—21% геденбергитовой составляющих с $f=28$—40% (см. табл. 2, 3). У контакта с нефелин-пироксеновыми породами наблюдаются иногда зональные кристаллы, ядра которых сложены реликтовым пироксеном нефелин-пироксеновых пород. По направлению к границе с нефелиновыми сиенитами пироксены обогащаются эгириновой составляющей и становятся более железистыми. Калиевый полевой шпат фенитов структурно неоднороден. Среди доминирующего ортоклаза местами располагаются пятна промежуточного микроклина с решетчатым строением.

По направлению к интрузивным нефелиновым сиенитам нефелин-пироксеновые фениты обычно сменяются биотитсодержащими фенитами. Состав этих пород в значительной степени зависит от количественных соотношений нефелина и пироксена в нефелин-пироксеновых фенитах. Если в последних нефелина больше, чем пироксена, то образуются фениты нефелин-биотит-калишпатового состава. Если преобладает пироксен, то формируются пироксен-биотит-калишпатовые фениты. Поэтому при замещении ийолитов образуются фениты с устойчивым парагенезисом *Не+Би+КПШ*, а при замещении меланократовых нефелин-пироксеновых пород — фениты с устойчивым парагенезисом *Пир+Би+КПШ*. Очень редко нефелин-пироксеновые фениты сменяются магнетитсодержащими (безбиотитовыми) породами. В зависимости от состава исходных пород магнетит в образующихся фенитах также ассоциируется либо с пироксеном, либо с нефелином. Биотитсодержащие (магнетитсодержащие фениты — крупнозернистые мезолитовые до лейкократовых массивные породы с пойкилитовой микроструктурой. Ойкокристаллы представлены калиевым полевым шпатом, значительно реже это биотит. Хадакристаллы — биотит (магнетит), нефелин (пироксен). Рассматриваемые породы содержат больше полевого шпата и являются более лейкократовыми, чем пироксен-нефелиновые фениты. Пироксен из биотитсодержащих фенитов — травяно-зеленый эгирин-диопсиод, содержащий 24—33% эгириновой и 13—16% геденбергитовой составляющих, железистость его равна 39—43%. Биотит представлен железистыми разностями ($f=63$), близкими к ряду флогопит — аннит.

Обычно с интрузивными нефелиновыми сиенитами граничат фениты с парагенезисами *Пир+Би+КПШ* или *Не+Би+КПШ*.

Контакты между фенитами и нефелиновыми сиенитами резкие. В участках интенсивного проявления метасоматоза трехминеральные биотитсодержащие фениты по направлению к интрузивным нефелиновым сиенитам сменяются фенитами биотит-калишпатового состава. Это — массивные крупнокристаллические лейкократовые породы, содержащие до 95—97% калиевого полевого шпата. Биотита обычно 5—8%, редко больше. Железистость биотита, судя по валовому химическому анализу фенитов, равна 64,5%. Биотит-калишпатовые фениты с интрузивными нефелиновыми сиенитами также имеют резкие контакты.

Зональность фенитов

Ореолы фенитизации вокруг тел нефелиновых сиенитов характеризуются зональным строением. От границы с неизмененными вмещающими породами к границе с нефелиновыми сиенитами наблюдается закономерная смена разновидностей фенитов, причем состав фенитов по зонам и последовательность смены определяются составом исходных пород. Двум главным типам фенитов — апосланцевым и апоийолитовым, соответствует два типа метасоматических колонок (табл. 4). Внешняя зона

Таблица 4

Строение зон контакта между нефелиновыми сиенитами и вмещающими породами

Главная фация	Фация эндоконтакта	Фация экзоконтакта			Вмещающие породы
Биотитовый нефелиновый сиенит *Не+КПШ+Би*	Пироксен-биотитовый нефелиновый сиенит *Не+КПШ+Пир+Би*	Пироксеновый фенит *КПШ+Пир*	Пироксен-биотитовый (магнетитовый) фенит *КПШ+Пир+Би* (Мт)	Кварц-биотитовый (магнетитовый фенит) *Кв+КПШ+Би* (Мт)	Мусковит-кварцевый сланец *Кв+Муск+Мт*
		Биотитовый (магнетитовый) фенит *КПШ+Би* (*Мт*)	Нефелин-биотитовый (магнетитовый) фенит *Не+КПШ+Би* (*Мт*) или Пироксен-биотитовый (магнетитовый) фенит *КПШ+Пир+Би* (*Мт*)	Пироксен-нефелиновый фенит *Не+КПШ+Пир*	Нефелин-пироксеновая порода *Не+Пир+Мт*

фенитового ореола при замещении сланцев обычно сложена кварцсодержащими фенитами, которые ближе к границе с нефелиновыми сиенитами сменяются безкварцевыми разностями с характерной ассоциацией *КПШ+Пи+Би*. На границе с нефелиновым сиенитом иногда появляется зона фенита с двуминеральным парагенезисом *КПШ+Пи*. При замещении нефелин-пироксеновых пород на границе с ними располагается зона нефелин-пироксенового фенита. Ближе к границе с нефелиновым сиенитом располагается зона биотит-содержащих фенитов. На границе с нефелиновыми сиенитами иногда появляется зона с двуминеральным парагенезисом *КПШ+Би*.

По зонам метасоматических колонок меняются не только минеральные парагенезисы, но и состав отдельных минералов, прежде всего, биотита и пироксена (см. табл. 2,3). Пироксены в фенитах — эгирин-диопсиды, содержащие от 17 до 45% эгириновой и 11—21% геденбергитовой составляющих. Биотиты из фенитов обоих типов — разности, близкие к ряду флогопит — аннит, с небольшой примесью сидерофиллитовой составляющей (14—18%). Железистость слюд довольно высокая — 63—73%. Наблюдается закономерное изменение железистости слюды и пироксена по зонам фенитовых колонок: 1) темноцветные минералы из апоийолитовых фенитов являются более магнезиальными, чем биотиты и пироксены из апосланцевых фенитов; 2) в апоийолитовой колонке железистость темноцветных минералов увеличивается от контакта с нефелин-пироксеновыми породами к контакту с нефелиновыми сиенитами: $f_{Би}$ — от 63% до 64,5—65%, $f_{Пир}$ — от 28% до 43%; 3) в апосланцевой колонке в том же направлении железистость темноцветных минералов убывает: $f_{Би}$ — от 73% до 66%, $f_{Пир}$ — от 56% до 44%; 4) по мере приближения к контактам с нефелиновыми сиенитами намечается тенденция к сближению значений железистости темноцветных минералов из апосланцевой и апоийолитовой колонок, на границе с нефелиновыми сиенитами эти значения очень близки: $f_{Би}$=65 и 66%, $f_{Пир}$=43 и 44%.

Мощность зон фенитов варьирует от нескольких сантиметров до десятков метров, причем как относительная мощность зон, так и суммарная ширина фенитовых ореолов, как правило, не зависят от мощности тел нефелиновых сиенитов. Обычно ширина фенитового ореола в несколько раз (часто на порядок) превосходит мощность нефелин-сиенитовых тел. Особенно широкие ореолы интенсивной метасоматической проработки возникают в тех участках, где нефелиновые сиениты образуют серии сближенных субпараллельных тел.

Химический состав нефелиновых сиенитов и фенитов

Нефелиновые сиениты. Биотитсодержащие нефелиновые сиениты, слагающие дайки и жильные тела,— существенно калиевые породы, в которых преобладает калий над натрием с отношением атомных количеств K : Na=2,7—3,4 (табл. 5, обр. 1—6). Этим состав нефелиновых сиенитов сильно отличается от состава нефелиновых сиенитов из комплексных массивов Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965), для которых отношение K : Na в среднем равно 0,27 и от среднего состава нефелино-

Таблица

Химический состав нефелиновых сиенитов массива 2

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	52,76	53,14	51,99	51,15	54,23	52,62	43,39	54,63	51,91	41,72	48,50	40,74
TiO_2	0,39	0,42	0,30	0,34	0,42	0,38	2,24	0,86	0,58	2,32	2,77	2,50
Al_2O_3	20,95	21,20	19,31	19,41	20,36	20,11	14,89	19,89	18,95	13,58	16,14	12,83
Fe_2O_3	2,12	1,71	2,66	2,41	4,56	5,09	7,15	3,37	3,33	6,31	2,92	6,38
FeO	4,54	4,46	3,46	3,52	2,91	3,33	2,84	2,20	1,80	2,40	6,91	3,99
MgO	1,89	1,85	2,02	1,93	2,05	1,97	4,77	0,87	0,85	5,32	3,00	5,98
CaO	1,40	1,27	1,29	1,16	1,76	1,44	7,19	2,51	4,90	8,80	2,33	14,61
Na_2O	2,18	2,43	3,01	2,92	2,52	2,72	6,72	8,26	9,63	7,24	4,37	8,54
K_2O	11,42	11,92	13,94	13,66	10,30	11,08	9,42	5,56	3,98	8,94	10,56	2,52
П.п.п.	2,04	1,48	1,44	2,46	1,41	1,36	1,37	1,60	3,66	2,57	2,46	2,16
Сумма	99,69	99,88	99,42	98,96	100,52	100,10	100,16	99,65	99,59	99,17	99,96	99,98
S	62,9	62,9	61,4	61,7	63,8	62,6	53,0	63,6	61,5	50,4	60,3	47,1
a	22,2	23,3	27,7	27,6	21,0	23,0	20,5	26,4	26,3	18,6	22,6	16,7
c	1,8	1,6	1,1	0,2	2,2	1,8	$\bar{c}$=8,7	0,3	$\bar{c}$=1,5	$\bar{c}$=7,9	$\bar{c}$=3,6	$\bar{c}$=4,8
b	13,1	12,2	9,8	10,5	13,0	12,6	17,8	9,7	10,7	23,1	13,5	31,4
a	20,4	22,4	33,7	32,0	16,6	22,6	43,7	25,9	31,1	44,3	28,2	44,0
f'	48,1	48,9	58,3	54,5	52,2	62,1	2,0	55,3	29,4	—	38,3	13,5
m'	25,4	24,4	35,9	33,1	27,4	27,7	47,2	15,6	13,7	39,8	39,9	31,4
a'	26,5	26,7	—	—	20,4	10,2	—	—	—	13,2	—	—
c'	—	—	5,8	12,4	—	—	50,8	29,1	56,9	47,0	21,8	55,1

Нефелиновые сиениты: 1,2—биотитовые главной фации: 1—залегающие среди сланцев, 2—залегающие среди нефелин-пироксеновых пород; 3,4—эндоконтактовые (контакт со сланцами); 5,6—эндоконтактовые (контакт с ийолит-мельтейгитами); 7—пироксеновые. Анализы образцов 1—7 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева. Средние составы пород 8—нефелиновый сиенит (по Р. Дэли); 9—нефелиновый сиенит, комплексные массивы Кольского полуострова (А. А. Кухаренко и др., 1965 г.); 10—нефелин-пироксеновый фенит; 11—биотит-нефелиновый фенит; 12—ийолит-мельтейгит.

вых сиенитов по Р. Дэли (K : Na = 0,43). Кроме того, дайковые нефелиновые сиениты массива являются образованиями, пересыщенными глиноземом.

Биотитовые нефелиновые сиениты главной фации и эндоконтактовые биотит-пироксеновые нефелиновые сиениты несколько различаются по химическому составу. Отличия эти отражают особенности условий формирования пород.

Химический состав нефелиновых сиенитов главной фации совершенно не зависит от состава вмещающих пород и остается практически постоянным и одинаковым как в сиенитах, залегающих среди сланцев, так и в телах сиенитов, расположенных среди нефелин-пироксеновых пород (см. табл. 5). Биотитовые нефелиновые сиениты — это высоко глиноземистые породы, пересыщенные Al_2O_3 ($a' = 26,5—26,7$), в которых отношение атомных количеств Na + K/Al меньше единицы (0,76—0,79) при очень высоком кали-натровом отношении (K : Na = 3,2—3,4). Для алюмосиликатной части породы характерно резкое преобладание щелочей над кальцием ($a : c$ до 14,5). В меланократовой части породы железо преобладает над магнием ($f' : m'$ до 2,0). Как и все щелочные образования, породы недосыщены кремнеземом (Q до —22,4), однако дефицит SiO_2 в них несколько меньший, чем в нефелиновых сиенитах из комплексных массивов Кольского полуострова (Q в среднем равно — 31,1). Различия химического состава эндоконтактовых нефелиновых сиенитов и сиенитов главной фации тесно связаны с составом пород, вмещающих дайковые тела, особенно в отношении кремния, алюминия и оснований. Если в сиенитах главной фации отношение Si : Al : (Fe + Mg + Ca) в среднем равно 60,8 : 28,4 : 10,8, то в биотит-пироксеновых нефелиновых сиенитах оно равно 61,9 : 27,2 : 10,9 на контакте со сланцами и 60,5 : 27,1 : 12,4 на контакте с нефелин-пироксеновыми породами, т. е. биотит-пироксеновые нефелиновые сиениты на контакте со сланцами несколько обогащены кремнеземом и обеднены глиноземом, а на контакте с ийолитами — обеднены кремнеземом и глиноземом, но обогащены основаниями по сравнению с породами главной фации.

На контакте со сланцами биотит-пироксеновые нефелиновые сиениты — это породы, непересыщенные глиноземом (отсутствие характеристики a') при небольшой величине c' (5,8—12,4). Алюмосиликатная часть породы характеризуется еще бо́льшим преобладанием щелочей над кальцием. Отношение атомных количеств Na + K/Al близко к единице (1,01—1,04) при высоком кали-натровом отношении (K : Na = 3,1). Характерна меньшая величина b (9,8—10,5), причем порода сравнительно обогащена магнием ($f' : m' \simeq 1,6$). На контакте с ийолитами биотит-пироксеновые нефелиновые сиениты — это породы, пересыщенные Al_2O_3, но в меньшей степени, нежели сиениты главной фации (a' до 10,2). Отношение атомных количеств Na + K/Al также меньше единицы (0,75—0,82), но при меньшем кали-натровом отношении (K : Na = 2,7). В алюмосиликатной части породы щелочи резко преобладают над кальцием при близком к сиенитам главной фации отношении $a : c$ (до 12,8). В меланократовой части породы фиксируется несколько большее преобладание железа по отношению к магнию.

Пироксеновые нефелиновые сиениты по химическому составу резко отличаются как от дайковых нефелиновых сиенитов, так и от среднего состава нефелинового сиенита по Р. Дэли. Это — породы, пересыщенные щелочами ($\bar{c} = 8,7$). Отношение K + Na/Al больше единицы (1,42) при почти равных количествах натрия и калия (K : Na = 0,92). Существенная часть щелочей, прежде всего натрия, связана в безглиноземистых силикатах ($a : c = 2,3$). Породы резко недосыщены кремнеземом ($Q = —43,7$) и являются сравнительно меланократовыми образованиями ($b = 17,8$). В меланократовой части породы резко преобладают магний и кальций.

С нефелиновыми сиенитами из комплексных массивов Кольского полуострова эти породы сближает их пересыщенность щелочами, хотя первые в среднем менее пересыщены этими компонентами ($\bar{c}=1{,}5$). Существенно отличаясь от биотитсодержащих нефелиновых сиенитов, пироксеновые нефелиновые сиениты по составу очень близки к нефелинсодержащим апоийолитовым фенитам, прежде всего — к нефелин-пироксеновым фенитам (табл. 6). Последние отличаются большей меланократовостью, меньшим кали-натровым отношением (0,81) и большим отношением K+ +Na/Al (1,59). В большей степени от пироксеновых нефелиновых сиенитов отличаются нефелин-биотитовые фениты, но и эти образования сближает существенная пересыщенность щелочами. По ряду основных петрохимических характеристик пироксеновые нефелиновые сиениты близки также к нефелин-пироксеновым породам, но последние отличаются большей меланократовостью и очень низким кали-натровым отношением

Таблица 5

Химические составы и числовые характеристики сланцев, фенитов и ийолит-мельтейгитов

Компоненты	Сланцы		Апосланцевые фениты				Апоийолитовые фениты				Ийолит-мельтейгиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	60,82	59,18	60,48	58,18	56,22	56,01	50,27	46,73	43,01	40,43	43,86	40,66
TiO_2	0,96	0,88	1,09	0,89	0,99	0,73	2,91	2,63	2,33	2,32	2,61	2,44
Al_2O_3	15,31	17,27	15,39	16,88	14,52	16,36	15,83	16,46	13,14	14,02	13,75	14,07
Fe_2O_3	7,74	6,46	3,20	2,44	4,43	4,07	2,12	3,71	4,36	8,26	2,07	6,70
FeO	3,52	3,80	8,04	7,59	5,45	4,75	4,97	8,85	2,20	2,61	3,72	4,71
MgO	2,80	2,47	2,04	2,44	2,17	2,15	2,32	3,68	5,83	4,80	6,95	5,49
CaO	0,22	0,42	0,70	1,16	1,71	2,12	2,77	1,88	9,37	8,22	13,89	11,98
Na_2O	0,56	0,62	0,89	1,09	1,73	2,17	4,24	4,50	7,06	7,41	8,87	9,25
K_2O	5,42	5,79	7,27	7,98	10,38	10,78	10,73	10,39	8,82	9,07	1,87	2,68
П.п.п.	1,91	2,22	2,44	2,12	2,19	1,73	3,01	1,91	2,96	2,18	1,75	1,49
Сумма	99,26	99,21	100,45	100,17	99,79	99,87	99,17	100,74	99,08	99,32	99,34	9,47
S	66,7	65,5	67,5	65,8	65,9	64,9	63,1	56,7	50,7	50,2	50,0	47,7
a	8,6	9,4	12,2	13,8	19,1	20,6	22,4	22,6	17,5	19,6	17,6	18,6
c	0,3	0,4	0,9	1,4	0,4	0,8	$\bar{c}=4{,}0$	$\bar{c}=3{,}0$	$\bar{c}=5{,}8$	$\bar{c}=9{,}9$	$\bar{c}=3{,}7$	$\bar{c}=5{,}5$
b	24,4	24,7	19,4	18,8	14,6	13,7	10,5	17,7	26,0	20,3	28,7	28,2
Q	+15,9	+11,8	+9,7	+2,8	−6,8	−12,2	−22,6	−34,9	−39,4	−48,7	−38,9	−47,3
f'	38,9	35,8	51,7	48,8	62,5	59,1	24,7	49,6	—	—	4,3	16,3
m'	18,4	16,2	17,4	21,3	25,6	27,3	39,0	37,0	37,9	42,0	39,2	32,5
a'	42,7	48,0	30,9	29,9	—	—	—	—	—	—	—	—
c'	—	—	—	—	11,9	13,6	33,6	13,4	43,6	51,6	56,5	51,2
n'	—	—	—	—	—	—	—	—	18,5	6,4	—	—
Fe/Mg	2,12	2,21	2,98	2,28	2,44	2,16	1,67	1,80	0,59	1,17	0,44	1,02
$\frac{K+Na}{Al}$	0,44	0,42	0,61	0,62	0,97	0,93	1,18	1,13	1,61	1,57	1,21	1,30

Апосланцевые фениты: 3,4—кварц-биотитовые, 5, 6—биотит-пироксеновые. *Апоийолитовые фениты*: 7,8—нефелин-биотитовые, 9, 10—нефелин-пироксеновые.

Анализы выполнены в лаборатории Иргиредмета, аналитики А. П. Галанова и А. С. Семенова.

(в среднем 0,17). Характерно, что в первом приближении состав пироксеновых нефелиновых сиенитов близок к среднему между составами дайковых нефелиновых сиенитов и нефелин-пироксеновых пород массива (см. табл. 5). Все эти особенности химического состава пироксеновых нефелиновых сиенитов свидетельствуют о возможном выплавлении магмы, из которой они кристаллизовались in situ, в участках интенсивного метасоматического преобразования (фенитизации) нефелин-пироксеновых пород.

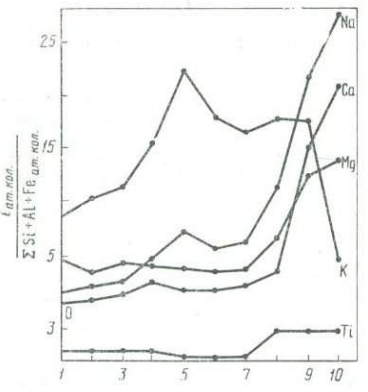
Фениты. Апосланцевые и апоийолитовые фениты различаются не только минеральным, но и химическим составами (см. табл. 6). Эти отличия выражаются в наследовании фенитами специфических особенностей химического состава замещаемых пород. В то же время, в изменении состава фенитов по мере развития процесса намечаются общие тенденции независимо от состава исходных пород. Кварц-мусковитовые сланцы — образования, пересыщенные глиноземом (a' до 48,0) и кремнеземом (Q до +15,8). Они характеризуются низкими значениями характеристик c, a и отношения K+Na/Al (до 0,42). Относительно высокое значение характеристики b объясняется тем, что существенная часть глинозема сланцев фиксируется в мусковите (при отсутствии полевых шпатов). Кварц-биотитовые фениты, слагающие внешнюю зону апосланцевой колонки, в значительной степени наследуют основные черты химизма сланцев. Это также пересыщенные глиноземом и кремнеземом породы с низкими значениями характеристик a, c и отношения K+Na/Al. Кварц-биотитовые фениты и сланцы характеризуются практически одинаковыми значениями характеристики S и отношения Si : Al : Fe; в сланцах это отношение в среднем составляет 68,6 : 22,0 : 9,4, в фенитах —68,3; 21,8 : 9,9. Различия химического состава этих пород выражаются в следующем: 1) кварц-биотитовые фениты — менее пересыщенные глиноземом (a'=29,9—30,9) и кремнеземом породы (Q в среднем +6,2); 2) фениты характеризуются более высокими значениями a и c и отношения K+Na/Al (0,61—0,62); 3) в меланократовой части породы преобладают железо и магний.

Смена кварц-биотитовых фенитов биотит-пироксеновыми сопровождается существенным изменением состава пород. Пироксенсодержащие фениты — недосыщенные кремнеземом (—Q=6,8—12,2) породы нормального ряда с отношением K+Na/Al, близким к единице (0,93—0,97). Они отличаются более высоким значением характеристики Q. Происходит перестройка и в меланократовой части породы: вместо a' появляется характеристика c' и уменьшается отношение $f' : m'$ (в среднем от 2,6 до до 2,3) при общем понижении значения b. По химическому составу биотит-пироксеновые фениты уже ближе к эндоконтактовым биотит-пироксеновым нефелиновым сиенитам, нежели к сланцам, но сохраняют такие же как в сланцах значения характеристики s и отношения Si : : Al : Fe (в среднем 68,6 : 22,2 : 9,2), что может свидетельствовать о малой миграционной способности этих компонентов в процессе фенитизации сланцев.

На диаграмме (фиг. 4) показано изменение отношений атомных количеств K, Na, Ca, Mg, Ti к сумме атомных количеств кремния, алюминия и железа в ходе метасоматического преобразования сланцев. Данные диаграммы показывают, что метасоматоз сланцев был щелочным, прежде всего калиевым, сопровождающимся незначительным выносом магния и привносом кальция. Титан обнаруживает весьма малую миграционную способность.

Ийолиты и нефелин-пироксеновые породы — пересыщенные щелочами образования с существенным дефицитом кремнезема (—Q до 47,3). Они характеризуются отношением K+Na/Al, большим единицы (до 1,30) и высоким значением характеристики b (до 28,7) при преобладании c'

над f' и m'. Отношение Fe : Mg в нефелин-пироксеновых породах $\leqslant 1$, что указывает на относительно магнезиальный характер слагающего его пироксена (магнезиальный эгирин-диопсид). Апоийолитовые фениты — также недосыщенные кремнеземом и пересыщенные щелочами породы с отношением $K+Na/Al<1$. Они характеризуются той же величиной отношения Si : Al : Fe, что и нефелин-пироксеновые породы. Нефелин-пироксеновые фениты, слагающие внешнюю зону апоийолитовой колонки, по



Фиг. 4. Отношение атомных количеств калия, натрия, кальция, магния и титана к сумме атомных количеств кремния, алюминия и железа в породах массива 2

1 — сланец;
2 — фенитизированный сланец;
3 — кварц-биотитовый фенит;
4 — биотит-пироксеновый фенит;
5 — биотит-пироксеновый нефелиновый сиенит (контакт со сланцами);
6 — биотитовый нефелиновый сиенит;
7 — биотит-пироксеновый нефелиновый сиенит (контакт с нефелин-пироксеновыми породами);
8 — нефелин-биотитовый фенит;
9 — нефелин-пироксеновый фенит;
10 — нефелин-пироксеновая порода

сравнению с нефелин-пироксеновыми породами — менее меланократовые образования (b до 20,3) с несколько большими значениями характеристик S, a и отношения Fe : Mg — пироксен в фенитах более железистый. Нефелин-биотитовые фениты, слагающие внутреннюю фациальную зону апоийолитовой колонки, хотя и являются породами, пересыщенными щелочами, по ряду характеристик ближе к нефелиновым сиенитам, нежели к ийолит-мельтейгитам. Смена пироксенсодержащих фенитов биотитсодержащими сопровождается существенным изменением состава пород. Нефелин-биотитовые фениты — более лейкократовые (b до 10,5), менее пересыщенные щелочами породы с отношением $K+Na/Al$, близким к единице (до 1,13). Они меньше недосыщены кремнеземом (Q до —22,6) и в них больше величина характеристики s (до 63,1) и характеристики a — породы богаче калиевым полевым шпатом. Кроме того, заметно увеличивается отношение Fe : Mg, что вызвано сменой магнезиального пироксена железистым биотитом.

На диаграмме (см. фиг. 4), отражающей изменение отношений атомных количеств K, Na, Ca, Mg и Ti к сумме атомных количеств Si, Al и Fe, видно, что метасоматическое преобразование нефелин-пироксеновых пород сопровождалось привносом K и выносом Mg, Ca и Na. В среднем, в ийолит-мельтейгитах отношения K : Na и K : (Na+Ca+Mg) соответственно равны 0,17 и 0,07, в нефелин-пироксеновых фенитах —0,82 и 0,36, в нефелин-биотитовых фенитах —1,58 и 0,87. Титан и в этом случае обнаруживает малую миграционную способность.

Условия формирования нефелиновых сиенитов и фенитов

Представление о различиях в условиях формирования фенитов разных типов и зон дает парагенетический анализ. Главные характеристики фенитов как физико-химической системы определяются следующими особенностями этих пород:

1) Для фенитов характерны преимущественно трехминеральные парагенезисы.

2) Количество кварца в кварцсодержащих фенитах прямо зависит от его содержания в замещаемых сланцах, по мере уменьшения количества кварца в сланцах фениты также обедняются кварцем и обогащаются калиевым полевым шпатом, иногда биотитом. Видимо замещение сланцев кварцсодержащими фенитами идет по схемам:

$$Муск + 6Кв + \downarrow 2K^+ \uparrow \rightleftarrows 3КПШ + \downarrow 2H^+ \uparrow.$$

$$Муск + 6Кв + 2{,}2Мт + \downarrow 2{,}4Mg^{2+} + 3{,}2H_2O \uparrow \rightleftarrows 3Би_{73} + \downarrow 2{,}4H^+ \uparrow.$$

Не принявший участия в реакции избыточный кварц устойчив в ассоциации с биотитом и калиевым полевым шпатом.

3) Смена кварцсодержащих фенитов внешней зоны апосланцевой колонки пироксеновыми фенитами внутренней зоны сопровождается полным исчезновением кварца и уменьшением количества биотита, причем количество новообразованного пироксена полностью определяется содержанием кварца в зоне кварцсодержащих фенитов. Видимо, при смене внешней зоны внутренней ведущей является реакция:

$$2mКв + nБи_m + \downarrow m(1-n)\,Ca^{2+} + mnNa^+ + (2m-4n)\,H_2O \uparrow \rightleftarrows nКПШ + mПир_n + \downarrow (3n-m)\,Mg^{2+} + (4m-6n)\,H^+ + 2mn\bar{e} \uparrow.$$

где m и n — стериохимические коэффициенты при железе (суммарном) в формулах биотита и щелочного пироксена. Не принявший участия в реакции избыточный биотит устойчив в равновесии с калиевым полевым шпатом и пироксеном.

4) В нефелин-пироксеновых фенитах внешней зоны апоийолитовой колонки количественное соотношение нефелина и пироксена определяется соотношением этих минералов в исходных нефелин-пироксеновых породах.

5) При смене нефелин-пироксеновых фенитов внешней зоны биотитсодержащими фенитами внутренней зоны исчезает нефелин, если фениты внешней зоны существенно меланократовые, или пироксен, если во внешней зоне нефелин преобладает над пироксеном. Вероятно, смена нефелин-пироксеновых фенитов биотитсодержащими обусловлена реакцией:

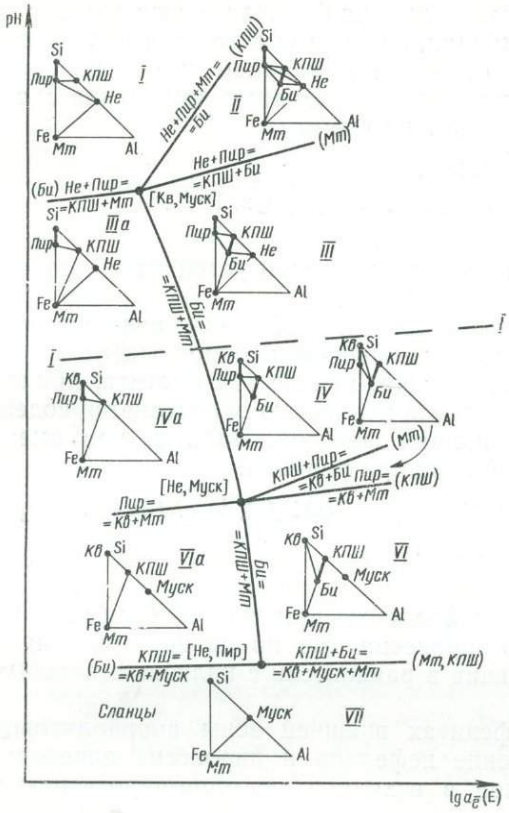
$$(m-n)\,КПШ + nБи_m + \downarrow m(n+1)\,Na^+ + m(1-n)\,Ca^{2+} + (2m-4n)H_2O \uparrow \rightleftarrows mПир_n + mNe + \downarrow mK^+ + (3n-m)\,Mg^{2+} + (4m-6n)\,H^+ + 2mn\bar{e} \uparrow.$$

Не принявшие участия в реакции избыточные пироксен или нефелин устойчивы в равновесии с калиевым полевым шпатом и биотитом.

6) При изучении химического состава фенитов выделилось две группы компонентов. К первой относятся кремний, алюминий и железо; соотношение этих элементов в фенитах такое же, как и в исходных породах. Вторую группу составляют калий, натрий, кальций и магний; содержания и соотношение этих элементов в фенитах не зависят непосредственно от состава исходных пород и, видимо, определяются главным образом их концентрациями в фенитизирующем растворе.

Перечисленные особенности дают основание предположить, что фенитовая система представляет собой систему с тремя инертными компонентами. К их числу, видимо, относятся кремний, алюминий и железо. Калий, натрий, кальций и магний являются подвижными компонентами.

Экспериментальные исследования (Barnes, Ernst, 1963) показывают, что даже в надкритических условиях при достаточно высоких давлениях калий, натрий и, вероятно, кальций присутствуют в растворах преимущественно в ионной форме. Отражением суммарного эффекта изменения количества ионов в системе являются вариации величины pH системы. Таким образом, щелочность фенитизирующих растворов является одной



Фиг. 5. Диаграмма pH—lga_{e^-} (E). Зависимость минеральных парагенезисов фенитов от изменения щелочности восстановительного потенциала

I—VII — поля диаграммы (см. в тексте), *I—I* — линия, условно разделяющая поля устойчивости нефелинсодержащих и безнефелиновых парагенезисов

из функций их состава, отражающей суммарный эффект из характерных изменений концентраций катионов и в значительной степени определяющей парагенезисы и состав минеральных фаз. Так как щелочность измеряется величиной химического потенциала иона водорода, последний принят в качестве виртуального подвижного компонента.

В качестве второго виртуального интенсивного параметра выбран восстановительный потенциал. Это связано с тем, что при фенитизации происходят реакции окисления — восстановления, приводящие к изменению отношения $Fe^{3+}:Fe^{2+}$ в системе. При инертном поведении железа изменение этого отношения связано с изменением величины восстановительного потенциала системы, которому в расчетах соответствует величина химического потенциала электрона. Температура, давление и величина химического потенциала воды в системе приняты постоянными.

Парагенетическая диаграмма фенитов (фиг. 5) построена с учетом данных о составах темноцветных минералов: 1) на границе сланцев и апосланцевых фенитов железистость биотита равна 73%; 2) на границе кварцсодержащих и пироксенсодержащих апосланцевых фенитов $f_{Би} = 67\%$, $f_{пир} = 54\%$; 3) на границе внешней и внутренней зон апоийолитовых фенитов $f_{Би} = 63\%$, $f_{Пир} = 40\%$. Данные о железистости биотитов и пироксенов в трехминеральных парагенезисах фенитов приведены в табл. 3. Подробные расчеты диаграммы опубликованы ранее (Самойлов, Гормашева, 1966).

Анализ парагенетической диаграммы показывает, что на ней четко обособляются поля, соответствующие апоийолитовым (поля I—IIIa) и апосланцевым (поля IV—VIa) фенитам. Пунктирная линия I—I условно разделяет на диаграмме поля кварц- и нефелинсодержащих парагенезисов. Судя по диаграмме (см. фиг. 5), последовательная смена парагенезисов по зонам от вмещающих пород к нефелиновым сиенитам, наблюдаемая в апоийолитовых фенитах (табл. 4), происходит в условиях последовательного уменьшения щелочности системы, а наблюдаемая в апосланцевых фенитах — в условиях последовательного увеличения щелочности системы. Главные минеральные ассоциации фенитов внутренних зон — *Би+Пи+КПШ* и *Би+Не+КПШ* устойчивы в интервале условий, соответствующем полю III диаграммы. В этом же интервале условий (в этом же поле) стабилен парагенезис нефелиновых сие-

нитов главной фации — *Би+Не+КПШ*, т. е. фениты внутренних зон по щелочности близки к нефелиновым сиенитам, фениты же внешних зон по щелочности ближе к исходным породам. Таким образом, анализ парагенетической диаграммы показывает, что зональное строение фенитовых ореолов обусловлено наличием градиента щелочности в фенитизирующих растворах, возникающего, по-видимому, в результате взаимодействия этих растворов с вмещающими породами. При взаимодействии с нефелин-пироксеновыми породами щелочность фенитизирующих растворов увеличивалась, а при взаимодействии со сланцами — уменьшалась.

Такое заключение подтверждается и характером изменения состава темноцветных минералов в фенитовых ореолах. Соотношения, показывающие зависимость активности кислот и оснований от режима щелочности системы (Коржинский, 1956, 1957[1]) позволяют заключить, что при произвольных и постоянных температуре и давлении

$$\frac{da_{Mg}}{d\text{pH}} > \frac{da_{Fe}}{d\text{pH}} \quad \text{или} \quad \frac{da_{Mg^{2+}}}{d\text{pH}} < \frac{da_{Fe^{2+}}}{d\text{pH}} < \frac{da_{Fe^{3+}}}{d\text{pH}}.$$

Следствием такого соотношения в природных системах может быть увеличение железистости темноцветных минералов (слюд, пироксенов, амфиболов) по мере уменьшения щелочности, т. е. существует обратная функциональная связь между железистостью минералов переменного состава и щелочностью системы.

В системах, где магний не является виртуальным компонентом трем возможным случаям изменения щелочности по зонам метасоматических колонок:

$$а.\ \frac{d\text{pH}}{dx} < 0; \quad б.\ \frac{d\text{pH}}{dx} > 0; \quad в.\ \frac{d\text{pH}}{dx} = 0$$

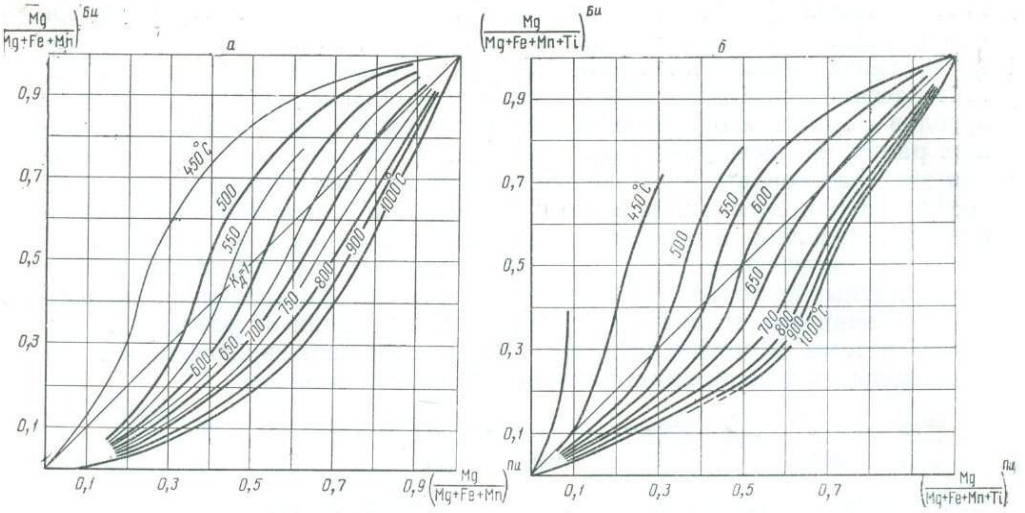
(x — расстояние от оси тела до соответствующего сечения метасоматической колонки) соответствуют три варианта изменения железистости темноцветных минералов:

$$а.\ \frac{df}{dx} > 0; \quad б.\ \frac{df}{dx} < 0; \quad в.\ \frac{df}{dx} = 0.$$

Таким образом, если в метасоматических колонках от внешних к внутренним зонам железистость минералов увеличивается, это указывает на уменьшение щелочности, уменьшение железистости служит признаком увеличения щелочности. Если железистость минералов сохраняется постоянной на протяжении всей колонки, то можно предположить, что взаимодействие исходной породы и раствора не приводит к изменению щелочности последнего.

В апосланцевой колонке железистость биотита и пироксена закономерно уменьшается от границы со сланцами к границе с нефелиновыми сиенитами. В апоийолитовой колонке от вмещающих пород к нефелиновым сиенитам железистость темноцветных увеличивается. Близость величины железистости биотита из внутренних зон фенитов и из нефелиновых сиенитов подтверждает предположение, что щелочность фенитизирующих растворов была близка к щелочности нефелиновых сиенитов[1]. Вероятно, фенитизирующие растворы находились в равновесии с нефелин-сиенитовой магмой и были связаны с ней генетически. Закономерности изменения состава темноцветных подтверждают также вывод, что при взаимодействии с нефелин-пироксеновыми породами

[1] Здесь и далее под щелочностью пород подразумевается щелочность растворов, равновесных с конкретной минеральной ассоциацией в исследуемых условиях.



Фиг. 6. Биотит-пироксеновые геотермометры (по данным Л. Л. Перчука, 1968)
а — для x_{Mg}=Mg : (Mg+Fe+Mn); *б* — для x_{Mg}=Mg : (Mg+Fe+Mn+Ti)

щелочность растворов увеличивалась, а при взаимодействии со сланцами — уменьшалась.

Интересные результаты были получены при попытке анализа температурного режима процесса фенитизации. Судя по диаграммам Л. Л. Перчука (фиг. 6), отражающим зависимость коэффициента распределения магния между сосуществующими биотитом и пироксеном от температуры, биотит-пироксеновые парагенезисы апосланцевых фенитов формировались при температурах 620—640°, а апоийолитовых фенитов — при температурах 740—760° (фиг. 6, *а*) или 710—725° (фиг. 6, *б*). Таким образом, геотермометры фиксируют разницу в температурах формирования апосланцевых и апоийолитовых фенитов, составляющую в среднем 100°. По тем же диаграммам температура формирования биотит-пироксеновых нефелиновых сиенитов из даек — 600—700°, т. е. в среднем несколько выше, чем температура образования апосланцевых и ниже, чем температура образования апоийолитовых фенитов.

Свидетельством того, что апоийолитовые фениты образовались не только при более высоких температурах, но и при ином тепловом режиме, чем апосланцевые, является присутствие среди апоийолитовых фенитов участков пироксеновых нефелиновых сиенитов, по составу близких к фенитам, но имеющих магматический генезис и, видимо, представляющих собой продукты кристаллизации магмы, выплавленной in situ. Среди апосланцевых фенитов явлений расплавления не отмечено.

Возможны два предположения, объясняющие отмеченные различия в тепловом режиме и температурах образования.

1. Нефелин-пироксеновые породы в момент внедрения сиенитов были более прогреты, чем вмещающие сланцы. Однако существенные изменения в структурном плане массивов, происшедшие между формированием нефелин-пироксеновых пород и внедрением нефелиновых сиенитов, указывают на значительный временной разрыв между ними. В таких условиях вряд ли небольшие тела метасоматических нефелин-пироксеновых пород могли сохранить температурные различия со сланцами. Более вероятно, что к моменту внедрения нефелиновых сиенитов температура нефелин-пироксеновых пород была близка температуре сланцев. Тем более трудно допустить, чтобы небольшие по размерам

тела нефелин-пироксеновых пород могли сохранить запас тепловой энергии, достаточный для выплавления образующихся фенитов.

2. Различия как температур так и теплового режима обусловлены разницей в энергетике процесса фенитизации при замещении сланцев и нефелин-пироксеновых пород. Процесс калишпатизации нефелин-пироксеновых пород можно представить как реакцию.

$$He + Du + K^+ + 4H^+ \rightleftarrows Opm + 2H_2O + Na^+ + Mg^{2+} + Ca^{2+} \quad (1)$$

или

$$He + Du + K^+ + 2H_2O \rightleftarrows Opm + Ca(OH)_2 + Mg(OH)_2 + Na^+ \quad (2)$$

Тепловой эффект калишпатизации зависит от величины относительной энтальпии этой реакции.

Расчет, произведенный по данным табл. 7, показывает, что ΔH_{298} реакции (1) составляет — 36,8 *ккал*, реакции (2) — 21,8 *ккал*. При расчете ΔH_{298} реакции (2) использованы величины энтальпии твердых $Ca(OH)_2$ и $Mg(OH)_2$, т. к. термодинамические константы этих веществ в растворе неизвестны. Если судить по соотношению ΔH твердых KOH и NaOH ($-\Delta H_{298}$ соответственно 101,8 *ккал/моль* и 102,3 *ккал/моль*) и ΔH этих же веществ в растворе ($-\Delta H_{298} = 115{,}3$ *ккал/моль* и 112,5 *ккал/моль* соответственно), введение в расчет данных для $Ca(OH)_2$ и $Mg(OH)_2$ в растворе лишь увеличило бы экзотермический эффект реакции. Изменение энтальпии реакций с температурой рассчитано с учетом изменения теплоемкостей (см. табл. 7) обычным способом (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961). Из-за отсутствия данных об уравнениях теплоемкости и величинах теплоемкости в надкритических условиях, для ионов использованы величины теплоемкостей в интервале 298—473° К. В результате расчета получены значения относительных энтальпий реакции нефелин + пироксен ⇄ калиевый полевой шпат при

Таблица 7

Термодинамические константы веществ

Вещество	$-\Delta H^0_{298}$ *ккал/моль*	$-\Delta Z^0_{298}$ *ккал/моль*	S^0_{298} *кал/град·моль*	Cp^0_{298} *кал/град·моль*	Коэффициенты в уравнении $Cp = a + bT + cT^{-2}$			$Cp\,J^{473}_{298}$ *кал/град·моль*
					a	$b \cdot 10^{-3}$	$c \cdot 10^{-5}$	
Нефелин	503,2 (1)*	475,6 (1)	29,7 (1)		26,60	16,04	— (1)	—
Диопсид	766,3 (1)	724,6 (1)	34,2 (1)	37,49 (1)	52,87	7,84	—15,74 (2)	—
Ортоклаз	952,2 (1)		52,5 (1)		63,83	12,90	—17,05 (2)	—
Микроклин	944,4 (1)	891,0 (1)			65,65	11,02	—17,48 (1)	—
Мусковит	1419,2 (1)	1328,1 (1)	69,0 (1)		97,56	26,38	—25,44 (1)	—
Вода (газ)	57,8 (1)	54,6 (1)	45,1 (1)		7,30	2,46	— (1)	—
$Ca(OH)_2$	235,7 (1)	214,3 (1)	18,2 (1)		19,07	10,80	— (1)	—
$Mg(OH)_2$	221,8 (1)	200,0 (1)	15,1 (1)		13,04	15,80	— (1)	—
Кварц	217,6 (1)	204,6 (1)	10,0 (1)		11,22	8,20	—2,70 (1)	—
K^+	60,3 (1)	67,5 (1)	24,5 (3)	31,0 (3)	—	—	—	39,0 (3)
Mg^{2+}	111,5 (1)	108,8 (1)	—32,7 (1)	62,0 (3)	—	—	—	75,0 (3)
Ca^{2+}	129,8 (1)	132,8 (1)	—13,2 (1)	54,0 (3)	—	—	—	66,0 (3)
Na^+	57,5 (1)	62,6 (1)	14,4 (1)	37,0 (3)	—	—	—	45,0 (3)
H^+	0	0	—5,5 (1)	28,0 (3)	—	—	—	35,0 (3)

* В скобках даны ссылки на источники: 1 и И. К. Карпов, С. А. Кашик, В. Д. Пампура (1968); 2—В. А. Николаев, В. В. Доливо-Добровольский (1961); 3—C. M. Kriss, I. W. Cobble (1964).

температурах 873° К (600° С) и 1073° К (800° С): а) реакция (1) $\Delta H_{873} = -31{,}8$ *ккал*; $\Delta H_{1073} = -28{,}6$ *ккал*; б) реакция (2) $\Delta H_{873} = -14{,}1$ *ккал*; $\Delta H_{1073} = -10{,}6$ *ккал*. Приведенные результаты расчета показывают, что даже при температурах 600—800° С (вероятный диапазон температур формирования фенитов массива) фенитизация нефелин-пироксеновых пород сопровождается выделением значительного количества тепла.

Фенитизацию сланцев можно представить как реакцию

$$Муск + 6Кв + 2K^+ \rightleftarrows 3КПШ + 2H^+.$$

По данным табл. 7 ΔH_{298} реакции равно $+12{,}2$ *ккал*. Повышение температуры может лишь увеличить эндотермический эффект этой реакции, так что в интервале температур формирования фенитов фенитизация сланцев должна сопровождаться поглощением тепла.

Различия в энергетическом эффекте массообмена при фенитизации нефелин-пироксеновых пород и сланцев вполне могли послужить причиной разницы в температурном и тепловом режимах формирования апосланцевых и апоийолитовых фенитов. При замещении сланцев, когда минералообразование сопровождается поглощением тепла, температура системы не могла подниматься выше температуры кристаллизующихся нефелиновых сиенитов ($\sim 650°$) и варьировала в пределах 620—640° С. Вероятно, интенсивное поглощение тепла служило также препятствием для развития явлений плавления в образующихся фенитах. При замещении нефелин-пироксеновых пород минералообразование сопровождалось интенсивным выделением тепла. Это могло послужить причиной не только повышения температуры системы до 720—760° С, но и развития в отдельных участках явлений плавления. Из возникавших при этом расплавов в дальнейшем, видимо, и кристаллизовались пироксеновые нефелиновые сиениты.

Возможность выплавления пород за счет изменения энергии системы в результате массообмена необходимо учитывать при выявлении генезиса пород различного состава, особенно щелочных. Процессы формирования последних всегда характеризуются сложным сочетанием магматизма и метасоматизма, внутренне единых и взаимно обусловленных, причем в разных условиях, видимо, может преобладать любой из них.

Часть первая

КАРБОНАТИТОВ МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

Карбонатиты представляют собой сложные образования, характеризующиеся большим разнообразием минерального состава структур и текстур. Это разнообразие определяется многими факторами: составом вмещающих пород, характером контролирующих структур и степенью тектонической подготовки участков, глубиной эрозионного среза массивов и отдельных тел и другими. Однако прежде всего причиной многообразия карбонатитов является длительность карбонатитового процесса, его многостадийность. Выделяются четыре главные стадии карбонатитового процесса; каждая из них отличается развитием серии разновидностей карбонатитов, для которых характерны определенные черты минерального состава (табл. 8), структур и текстур, типичная

Таблица 8

Минеральный состав карбонатитов Восточной Сибири

Минералы	I стадия	II стадия	III стадия	IV стадия
Породообразующие	Авгит-диопсид Форстерит Биотит Флогопит Магнетит Апатит Кальцит Периклаз Шорломит	Диопсид Эгирин-диопсид Диопсид-эгирин Биотит Флогопит Тетраферрифлогопит Форстерит Магнетит Кальцит Клиногумит Магнезиоарфведсонит Шпинель Пирротин Доломит	Эгирин Рихтерит Экскерманит Магнезиоарфведсонит Серпентин Тальк Хондродит Флогопит Тетраферрифлогопит Магнетит Пирротин Пирит Апатит Доломит Кальцит	Эгирин Магнезиорибекит Арфведсонит Хлорит Стильпномелан Гидрохлорит Гидрослюда Альбит Карбонат-апатит Магнетит Гематит. Пирит Барит. Флюорит Флоренсит Стронцианит Доломит. Анкерит Кальцит. Кварц
Редкометальные	Перовскит Сфен Циркон Кальциртит	Дизаналит Сфен Циркон Бадделеит Циркелит Гатчеттолит Пирохлор Рутил Ильменит	Сфен Ильменит Рутил Анатаз Циркон Пирохлор Луешит Эшинит Линдокит	Пирохлор Фергсмит Колумбит Монацит Бербанкит Карбоцернаит Анкилит. Паризит Бастнезит Ильменит Рутил. Анатаз Циркон

редкометальная минерализация и ряд специфических геохимических особенностей. Часто от стадии к стадии наблюдается изменение плана деформаций в массивах, так что развитие процессов в разные стадии контролируется различными структурами. Наличие большого набора отличительных признаков позволяет практически безошибочно различать образования разных стадий при картировании уже в масштабе 1 : 10 000 и выделять их на картах этого масштаба.

Приведенная четырехстадийная схема является общей схемой стадийности карбонатитового процесса. В отдельных массивах можно наблюдать различные детали, усложняющие или несколько видоизменяющие эту схему. 1) В отдельных массивах может быть не проявлена та или иная стадии процесса. Например, в массиве 2 отсутствуют карбонатиты с признаками образований I стадии, и наиболее ранними являются карбонатиты, аналогичные образованиям II стадии в остальных массивах. 2) В пределах одной стадии иногда выделяются несколько периодов формирования карбонатитов, для которых характерны появление различных минеральных ассоциаций и разница в характере контролирующих структур. Так в массиве 3 среди карбонатитов II стадии выделяются образования подстадии $II^{а}$ и подстадии $II^{б}$, которые различаются составом породообразующих минералов, парагенезисами редкометальных минералов и ориентировкой контролирующих нарушений. Среди карбонатов IV стадии М. Я. Сомина (1966) выделяет три типа последовательных образований несколько различного минерального состава. В связи с этим М. Я. Сомина предлагает выделять IV стадию как самостоятельный этап карбонатитового процесса, подразделяя его на ряд стадий. Вероятно, целесообразнее оставить название стадии за всей совокупностью этих образований, выделив последовательные подстадии этой стадии подобно тому, как это сделано в массиве 3 для образований II стадии. Такое подразделение позволяет сохранить единую схему последовательности развития карбонатитового процесса и в то же время отразить особенности развития в каждый период, присущие данному массиву, или степень изученности данного типа образований.

Глава 1

КАРБОНАТИТЫ I СТАДИИ

Карбонатиты I стадии широко развиты в массивах 1 и 3. В массиве 1 карбонатиты I стадии слагают периферическую часть карбонатитового ядра и значительную часть тел жильной зоны. Кроме того, реликтовые участки карбонатитов I стадии наблюдаются в пределах всего массива среди более поздних карбонатитов, так что в общем они занимают около половины всей площади развития карбонатитов. В массиве 3 карбонатиты I стадии слагают северную часть массива и в виде реликтовых участков отмечаются в пределах почти всей остальной площади развития карбонатитов. Характер распространения карбонатитов I стадии позволяет предположить, что форма и размеры карбонатитовых полей массивов 1 и 3 определялись уже в процессе формирования карбонатитов I стадии. Дальнейшее развитие карбонатитового процесса привело главным образом к усложнению их внутреннего строения и границ с вмещающими силикатными породами. Взаимоотношения карбонатитов I стадии и силикатных пород массива указывают на то, что карбонатиты I стадии формировались главным образом путем замещения различных силикатных пород. Контакты карбонатитов с силикатными породами иногда резкие, но чаще постепенные. В последнем случае между силикатной породой и карбонатитом располагается зона в различной степени карбонатизированных и измененных силикатных пород, причем благодаря своеобразному развитию карбонатизации граница между карбонатизированной породой и карбонатитом часто проводится условно. В нефелин-пироксеновых породах, например, сначала появляются отдельные зерна кальцита, структурно подчиненные всем остальным минералам. На границе кальцита и нефелина возникают канкринитовые каймы. Затем количество кальцита увеличивается, образуются кальцитовые скопления, в которых располагаются идиоморфные зерна нефелина и пироксена. При этом нефелин частично или полностью замещен канкринитом. Пироксен изменяет свой состав — в образующихся идиоморфных зернах периферические части приобретают свойства и состав пироксена карбонатитов, а в центральных частях зерен наблюдаются участки, сохраняющие состав и свойства пироксена исходных пород. Кроме того, появляется слюда, образующая чешуйчатые скопления и крупные пластины, содержащие пойкилобластовые включения нефелина и пироксена. Иногда вокруг скоплений кальцита располагаются оторочки апатита; кроме того, апатит образует самостоятельные скопления в силикатной породе, причем взаимоотношения апатита с силикатами такие же, как и у кальцита.

Постепенно количество силикатов уменьшается и исчезает нефелин (или канкринит). В результате возникает существенно карбонатная порода с пироксеном и слюдой — пироксеновый карбонатит. Таким образом, основным признаком, по которому проводится граница между кар-

бонатитом и карбонатизированной силикатной породой служит исчезновение нефелина или канкринита. Несколько иной характер имеет переход между карбонатитами и нефелиновыми и щелочными сиенитами. В сиенитах кальцит образует гнездообразование и прожилкообразные скопления, вокруг которых наблюдается интенсивное ослюденение породы и канкринитизация нефелина. С увеличением количества кальцита нефелин и канкринит исчезают и образуется порода, состоящая из полевого шпата, слюды и пироксена, содержащая 20—30% кальцита и сохраняющая общий облик сиенита. Постепенно количество полевого шпата уменьшается, при этом зерна его разобщаются и располагаются в кальцитовом агрегате в виде реликтов, окруженных каймами слюды, интенсивно корродирующей полевой шпат. В этом случае граница между карбонатитом и карбонатизированной силикатной породой обычно проводится не столько по минеральному составу, сколько по структурному признаку: породы, сохраняющие облик сиенитов, относятся к карбонатизированным сиенитам, а породы, полностью утратившие первоначальный облик — к карбонатитам, независимо от того, сколько карбоната и полевых шпатов они содержат.

Среди карбонатитов I стадии наблюдаются многочисленные реликтовые блоки в той или иной степени измененных силикатных пород. Особенно это характерно для карбонатитов массива 1, где блоки различных силикатных пород встречаются на всей площади карбонатитового ядра. Величина этих блоков самая разнообразная, от сантиметров до сотен метров. Характерно, что степень изменения пород в этих блоках зависит от их состава и структуры.

Наиболее устойчивы породы ряда пикритовый порфирит — альнёит. Блоки этих пород сохраняют первоначальные контуры тел даже в участках, где остальные породы превращены в типичные карбонатиты, несмотря на то, что минеральный состав альнёитов под воздействием карбонатитов заметно меняется.

Породы, содержащие полевой шпат, заметно устойчивее к карбонатизации, чем нефелин-пироксеновые и пироксеновые породы; контуры блоков карбонатизированных полевошпатовых пород среди карбонатитов часто характеризуют первоначальную форму тел полевошпатовых пород, залегавших среди нефелин-пироксеновых: жил и даек — в случае нефелиновых сиенитов, неправильной формы пятен и широких зон — в случае полевошпатизированных нефелин-пироксеновых пород.

В нефелин-пироксеновых породах интенсивность изменения в значительной степени зависит от их структуры и текстуры. Метасоматические нефелин-пироксеновые породы, самые неоднородные по составу и размерам зерен, изменены наиболее интенсивно. Участки этих пород, не испытавших карбонатизацию, можно встретить только на значительном удалении от карбонатитовых тел. Более устойчивы к карбонатизации перекристаллизованные пироксеновые породы, которые в почти неизмененном виде присутствуют даже в реликтовых блоках силикатных пород среди карбонатитового ядра, несмотря на то, что и по минеральному составу и по структуре — это весьма неоднородные породы. В этом случае, вероятно, сказываются специфические особенности состава пород. Повышенной устойчивостью к карбонатизации обладают также нефелин-пироксеновые породы сравнительно однородного состава и гипидиоморфной структуры, имеющие облик магматических ийолитов. В этом случае, вероятно, сказывается однородность состава и структуры пород. Еще более устойчивы к карбонатизации мелкозернистые пироксениты. Эти породы чаще других наблюдаются в почти неизмененном виде даже в сравнительно мелких реликтовых блоках среди карбонатитов. Причиной высокой устойчивости этих пород, вероятно, служит их плотность и однородность.

Изменения минерального состава силикатных пород, связанные с образованием карбонатитов I стадии, в общем довольно однообразны. В нефелинсодержащих породах — это прежде всего канкринитизация нефелина. Как правило, канкринитизация развита шире, чем карбонатизация, так что в пределах изученных массивов редки участки, где бы нефелин в той или иной степени не был бы затронут процессом канкринитизации. При появлении кальцита в породах канкринитизация резко усиливается, вплоть до образования псевдоморфоз канкринита по нефелину или изометричных скоплений канкринита, в которых только угадываются первоначальные контуры зерен нефелина. В то же время следует отметить, что в нефелин-пироксеновых породах, особенно в меланократовых разностях, параллельно с развитием кальцита происходит перекристаллизация нефелина с образованием идиоморфных коротконризматических кристаллов. Развитие канкринита по нефелину скорее всего является результатом реакционного взаимодействия кальцита и нефелина в уже сформированном кальцит-нефелиновом агрегате. Поэтому хотя, как правило, в измененных породах наблюдается канкринит, вероятно в I стадию карбонатитового процесса устойчивой является ассоциация кальцита с нефелином.

Обычным изменением силикатных пород в I стадию является развитие в них слюды. Отдельные карбонатитовые тела бывают окружены оторочками почти мономинеральных слюдитов. Очень характерно появление широких слюдяных оторочек вокруг мелких прожилков карбонатитов в породах, содержащих полевой шпат. В тех случаях, когда прожилки образуют густую сеть, сиениты иногда превращаются в темные существенно слюдистые породы.

Слюда в нефелин-пироксеновых породах образует мелкочешуйчатые скопления, корродирующие нефелин (канкринит), пироксен и шорломит, а также крупные пластинки неправильной формы, содержащие пойкилобластовые включения нефелина и пироксена. В нефелин-полевошпатовых породах слюда образует мелкочешуйчатые до тонкочешуйчатых гнезда, скопления и просечки, отчетливо корродируя нефелин (канкринит) и калиевый полевой шпат. Состав и оптические свойства слюд в зонах ослюденения зависят от состава исходных пород. В существенно пироксеновых породах слюды имеют свойства железистых флогопитов ($Nm=1{,}620—1{,}630$), в породах ийолитового состава слюда более железистая, близкая к биотиту ($Nm=1{,}630—1{,}640$). В ослюденелых полевошпатизированных ийолитах слюда обычно представлена типичным биотитом ($Nm=1{,}640—1{,}655$), в ослюдененных сиенитах — железистым биотитом до лепидомелана ($Nm=1{,}650—1{,}675$).

Одновременно с ослюденением в породах происходит изменение состава пироксена. Особенно четко это изменение проявлено в перекристаллизованных пироксеновых породах, где первичный пироксен представлен фассаитом или титан-авгитом, а также в ийолитах, где первичный пироксен имеет существенно эгириновый состав. В кальцитизированных породах происходит перекристаллизация пироксена, коротостолбчатые изометричные зерна которого превращаются в призматически-пластинчатые кристаллы. При этом в центральной части кристаллов сохраняется первичный пироксен, со свойственными ему оптическими свойствами (сильная дисперсия — для фассаита, характерный плеохроизм — для титан-авгита, темно-зеленая окраска — для эгирин-диопсида). Периферическая часть зерен сложена диопсид-авгитом, оптические свойства которого аналогичны свойствам пироксена из карбонатитов. От пироксена из карбонатитов он отличается только пятнистым угасанием.

В породах, первоначально содержавших калиевый полевой шпат, под воздействием карбонатитов I стадии калиевый полевой шпат пере-

кристаллизовывается. Особенно это характерно для мелкозернистых существенно полевошпатовых пород, структура которых в участках карбонатизации становится неравномернозернистой, с участками и полосами крупнозернистого строения. В калиевом полевом шпате исчезают двойники, и он очищается от мельчайших включений, обычно загрязняющих его зерна в калишпатизированных породах. Иногда в зонах карбонатизации вокруг зерен калиевого полевого шпата появляются каемки альбита, однако встречаются участки, где карбонатизация и ослюденение полевошпатовых пород не сопровождаются альбитизацией. В контактах полевошпатовых пород и карбонатитов, как правило, интенсивно проявлены более поздние преобразования. Кроме того, в магматических полевошпатовых породах наблюдается альбитизация, пространственно не связанная с карбонатизацией, вероятно, позднемагматическая или автометасоматическая. Все это затрудняет решение вопроса, проявляется ли альбитизация в первую стадию карбонатитового процесса или появление альбита в карбонатизированных участках — результат развития более поздних (или более ранних) изменений. Во всяком случае можно утверждать, что в ряде участков при карбонатизации полевошпатовых пород возникает устойчивая ассоциация кальцит+калиевый полевой шпат. В изученных массивах эта ассоциация наблюдалась только при замещении пород, первоначально содержавших калиевый полевой шпат. Б. Кинг описывает развитие микроклинизации вокруг карбонатитовых тел в фенитах с образованием существенно микроклиновых пород, содержащих кальцит (King, 1965). Эти факты подтверждают, что на ранних стадиях карбонатитового процесса устойчивой является ассоциация кальцит+калиевый полевой шпат.

Как правило, измененные силикатные породы вокруг карбонатитовых тел сохраняют первоначальные структуры и содержат большое количество реликтовых минералов. Поэтому эти метасоматически преобразованные породы не получили специальных названий и обычно выделяются как «карбонатизированные», «ослюденелые» или «измененные» породы с сохранением их первоначальной номенклатуры. По существу, все эти образования представляют собой силикатные метасоматические породы, сформировавшиеся в I стадию карбонатитового процесса. Поэтому в дальнейшем для таких пород в целом будет употребляться название «силикатные метасоматиты, сопряженные с карбонатитами I стадии». Судя по характеру взаимоотношений между минералами, в силикатных метасоматитах, сопряженных с карбонатитами I стадии, устойчивы пятиминеральные ассоциации, обязательно включающие апатит и кальцит. В зонах изменения нефелин-пироксеновых и пироксеновых пород кроме кальцита и апатита появляются парагенезисы *Не+Пир+Мт*, *Не+Пир+Гр*, *Не+Сл+Мт*, *Не+Сл+Гр*, *Пир+Сл+Гр*, при изменении нефелиновых сиенитов и фенитов возникают ассоциации *КПШ+Пир+Мт*, *КПШ+Сл+Мт*, реже — *КПШ+Сл+Пир*.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ I СТАДИИ

По минеральному составу среди карбонатитов I стадии выделяются пять главных разновидностей:

1) пироксеновые,
2) форстеритовые,
3) слюдяные,
4) кальцитовые карбонатиты с магнетитом,
5) мономинеральные кальцитовые карбонатиты.

Пироксеновые карбонатиты

Пироксеновые карбонатиты состоят из пироксена (5—50%, в среднем — 20%), слюды (5—30%, в среднем — 12%) и кальцита. Кроме того, в них обычно присутствуют апатит и магнетит. Иногда в зоне контакта с силикатными породами в карбонатитах отмечается не магнетит, а шорломит. В качестве акцессорных минералов для пироксеновых карбонатитов характерны перовскит, сфен, циркон. Как реликтовые минералы, присутствуют нефелин или канкринит и калиевый полевой шпат.

Пироксен представлен преимущественно диопсид-авгитом. Для него характерны буровато-зеленая окраска, удлиненно призматический габитус и четкий идиоморфизм. Часто наблюдаются сундучные формы, когда полая центральная часть зерен выполнена кальцитом, а также скелетные зерна (фиг. 7). Состав пироксена в карбонатитах меняется в зависимости от состава исходных пород. В карбонатитах, развившихся по пироксеновым и нефелин-пироксеновым породам, пироксен имеет $f=40\%$ и содержит некоторое количество глинозема в четверной координации, причем железистость его остается постоянной, а глиноземистость несколько возрастает по мере перехода от карбонатитов, развившихся по нефелин-пироксеновым породам (табл. 9, обр. 4), к карбонатитам, заместившим пироксениты и пироксеновые породы (см. табл. 9, обр. 5). По данным Е. М. Эпштейна и Е. А. Нечаевой, при переходе к карбонатитам, заместившим магматические ийолиты, железистость пироксена несколько возрастает, он содержит уже до 20% эгиринового компонента. Еще больше (до 40% и более) увеличивается количество эгириновой составляющей в пироксенах из карбонатитов, заместивших полевошпатовые породы.

Слюда представлена железистым флогопитом и биотитом. Она образует чешуйчатые скопления и пластинчатые кристаллы, часто имеющие грубо скелетные формы. Обычно количество слюды не превышает 10—15%, но в участках карбонатитов, обогащенных мелкими реликтовыми блоками силикатных пород, оно увеличивается до 30—50%. Характерно, что при замещении пироксеновых пород пироксена в карбонатитах, как правило, больше, чем слюды. С увеличением коли-



Фиг. 7. Сундучные формы кристаллов авгит-диопсида. Увел. 20, без анализатора

Таблица 9

Химический состав пироксенов из карбонатитов I стадии

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	—	47,70	49,18	48,48	45,24
TiO_2	—	1,71	0,75	1,25	2,68
Al_2O_3	—	4,87	2,93	2,93	5,50
Fe_2O_3	—	1,94	5,41	7,42	6,44
FeO	—	8,68	6,71	5,86	5,33
MnO	—	0,31	0,53	0,53	0,36
MgO	—	12,65	10,49	9,96	10,70
CaO	—	18,30	22,64	22,36	20,56
K_2O	—	1,63	0,48	0,57	0,84
Na_2O	—	1,65	1,28	1,40	3,05
П. п. п.	—	0,78	—	—	—
Сумма	—	100,29	100,38	100,92	100,89
Si	1,84	1,69	1,85	1,84	1,71
Al_{IV}	0,13	0,21	0,13	0,13	0,22
Ti_{IV}	0,03	0,05	0,02	0,03	0,07
Fe_{IV}	—	0,05	—	—	—
Al_{VI}	—	—	—	—	0,03
Fe^{3-}_{VI}	0,10	—	0,17	0,23	0,19
Fe^{2-}	0,15	0,40	0,23	0,21	0,18
Mg	0,75	0,50	0,60	0,56	0,60
Ca	0,98	0,80	0,89	0,87	0,73
Na	0,02	0,12	0,09	0,10	0,22
K	—	0,08	0,02	0,03	0,04

1, 2—пироксен из диопсид-авгитовых карбонатитов массива 3 (по материалам Е. А. Гычевой и Е. М. Эпштейна); 3—5—пироксен из диопсид-авгитовых карбонатитов массива 1; 3—из контакта с ийолитом; 4—из контакта с нефелин-пироксеновой породой; 5—из контакта с пироксенитом. Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик—Г. С. Гормашева.

чества нефелина в исходных породах, количественные соотношения слюды и пироксена в карбонатитах меняются в пользу слюды. По существенно нефелиновым породам часто образуются карбонатиты, обогащенные слюдой и не содержащие или почти не содержащие пироксена. В карбонатитах, развившихся по нефелиновым и щелочным сиенитам, слюда обычно количественно резко преобладает над пироксеном, вплоть до полного отсутствия последнего в обогащенных слюдой разновидностях.

Для слюды пироксеновых карбонатитов в еще большей степени, чем для пироксена, характерна зависимость состава и свойств от состава исходных пород. Наиболее четкие различия в составе слюд наблюдаются в самой внешней части карбонатитовых тел вдоль границы с измененными силикатными породами. В карбонатитах на контакте с нефелин-пироксеновыми породами слюды имеют состав железистых флогопитов. В них, при постоянном содержании магния, наблюдается уменьшение содержания глинозема и возрастание железистости по мере пе-

рехода от исходных пироксеновых (табл. 10, обр. 4) к нефелин-пироксеновым породам (см. табл. 10, обр. 3). Слюды в карбонатитах, расположенных на границе с ийолитами магматического облика, уже не содержат глинозема в шестерной координации и их железистость достигает 40%, т. е. сравнивается с железистостью пироксена (см. табл. 10, обр. 2); на границе карбонатитов с полевошпатовыми породами железистость

Таблица 10

Химический состав и свойства слюд из карбонатитов I стадии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	Не опр.	35,84	33,97	36,52	37,11	36,10	36,57	37,46
TiO_2	1,44	1,84	1,98	2,04	2,03	2,21	1,16	0,97
Al_2O_3	Не опр.	12,76	17,22	21,94	15,06	16,15	15,71	15,33
Fe_2O_3	8,16	7,02	2,79	3,90	1,73	2,55	4,55	3,86
FeO	12,39	11,15	10,42	4,11	8,04	5,93	2,01	2,70
MnO	Не опр.	0,48	0,33	0,16	0,21	0,16	0,12	0,12
MgO	То же	15,26	16,67	15,80	20,02	19,51	21,35	21,17
CaO	» »	1,22	0,10	1,10	0,66	0,24	2,39	2,95
Na_2O	0,59	0,95	0,73	1,40	1,23	0,89	0,53	0,47
K_2O	10,48	9,03	8,70	8,33	9,26	8,70	8,83	9,85
F	Не опр.	0,25	0,89	0,15	0,17	0,19	0,11	0,23
П. п. п.	То же	3,86	3,99	4,28	5,03	5,14	5,53	5,46
Сумма (с поправкой на F)		99,56	99,25	99,03	100,48	98,69	98,81	100,47
Si		2,78	2,58	2,73	2,75	2,74	2,75	2,62
Al_{IV}		1,17	1,42	1,27	1,25	1,26	1,25	1,18
Ti_{IV}		0,05	—	—	—	—		
Mg		1,77	1,90	1,76	2,21	2,20	2,40	2,38
Fe^{2-}		0,76	0,69	0,26	0,51	0,34	0,13	0,17
Fe^{3-}		0,41	0,16	0,21	0,10	0,15	0,26	0,22
Al_{VI}		—	0,14	0,66	0,07	0,18	0,14	0,18
Ti_{VI}		0,06	0,11	0,11	0,11	0,13	0,07	0,05
K		0,89	0,85	0,78	0,89	0,84	0,84	0,95
Na		0,14	0,13	0,22	0,17	0,14	0,08	0,07
OH		1,55	1,71	1,13	1,76	1,60	1,60	1,61
F		0,06	0,22	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05
O		0,39	0,07	0,83	0,20	0,35	0,37	0,34
Ng	1,651	1,63	1,617	1,614	1,618		1,600	1,600
$2V°$	16	15—16	16	18—20	14		12—13	12—13
f	55	40	28	16	20		13	13

1—4 — слюды из контакта пироксеновых карбонатитов с силикатными метасоматитами: 1 — из контакта с ослюдененными полевошпатизированными ийолитами, 2 — из контакта с карбонатизированными ийолитами, 3 — вблизи контакта с карбонатизированной нефелин-пироксеновой породой мельтейгитового состава, 4 — из контакта с карбонатизированным пироксенитом, 5, 6 — слюды из пироксеновых карбонатитов: 5 — по ийолитам, 6 — по нефелин-пироксеновым породам; 7, 8 — слюды из форстеритовых карбонатитов. Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

слюд возрастает еще больше, и они представлены уже биотитами в которых, судя по оптическим свойствам и содержанию железа, величина f достигает 50—55% (см. табл. 10, обр. 8). По мере удаления от контакта с силикатными породами состав слюд меняется и как бы выравнивается. При этом во всех случаях в них возрастает содержание магния. Если в зоне контакта отмечены сравнительно глиноземистые разности, в них снижается содержание глинозема и остается постоянным содержание железа. Высокожелезистые слюды приконтактовой части ближе к центру тел обедняются железом и несколько обогащаются глиноземом. В результате этого в пироксеновых карбонатитах, удаленных от контакта с силикатными породами, состав слюд варьирует уже в значительно более узких пределах (см. табл. 10, обр. 5, 6).

Магнетит встречается в виде идиоморфных кристаллов и неправильных скоплений размером 1—3 *мм*. Часто наблюдаются скелетные формы, особенно характерные для крупных зерен магнетита. Количество магнетита в породе варьирует от 1 до 10% и зависит от состава исходных пород: наибольшее количество магнетита наблюдается в карбонатитах, развитых по пироксенитам; по мере перехода к разностям, развившимся по лейкократовым силикатным породам, количество магнетита уменьшается, а в карбонатитах, содержащих высокожелезистые силикаты, он иногда совсем исчезает.

В магнетите постоянно присутствуют магний (в среднем 0,65%) и алюминий (в среднем 0,50%). Наблюдается закономерное уменьшение содержаний алюминия в магнетитах пироксеновых карбонатитов от границы с силикатной породой (0,68% Al_2O_3) к внутренней границе с форстеритовыми разностями (0,26% Al_2O_3). Количество окиси магния в магнетитах возрастает в том же направлении от 0,11% до 1,41%.

Апатит обычно составляет 5—10% карбонатита, иногда его количество увеличивается до 15—20%. Он наблюдается в виде овальных зерен размером 0,5—3 *мм*, реже встречаются короткопризматические идиоморфные кристаллы. Апатит приурочен преимущественно к границам зе-

Таблица 11

Состав кальцитов из карбонатитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
CaO	52,0	53,38	53,79	54,55	54,40	53,98	53,84	53,71	53,23	52,68	53,26	52,53	53,68	52,45
MgO	0,25	0,31	0,59	0,80	0,10	0,42	0,90	1,03	1,39	1,46	0,96	1,45	1,12	1,17
MnO	0,13	6,27	0,30	0,14	0,20	0,31	0,57	0,58	0,72	0,15	0,14	0,19	0,40	0,68
FeO	0,32	0,32	0,37	0,11	0,68	0,38	0,23	0,32	0,30	0,23	0,21	0,34	1,13	1,02
CO_2		42,87	44,17	43,74	43,84	44,16	44,35	44,93	44,65	43,71	43,34	43,60	43,82	44,55
н. ост.		**2,59**	**0,91**	**0,17**	**0,23**	**Не обн.**	**Не обн.**	**Не обн.**	**Не обн.**	**Не обн.**	**1,27**	**1,12**	**Не обн.**	**Не обн.**
Сумма		99,74	100,13	99,51	99,45	99,25	99,89	99,57	99,48	99,94	99,18	99,23	100,15	99,87

1 — кальцит из пироксенового карбонатита I стадии, массив 3; 2 — кальцит из пироксенового карбонатита I стадии, массив 1; 3, 4 — кальциты из форстеритового карбонатита I стадии, массив 1: 3 — вблизи границы с пироксеновым карбонатитом, 4 — вблизи границы со слюдяным карбонатитом; 5 — кальцит из диопсидового карбонатита II стадии, массив 1; 6 — кальцит из форстеритового карбонатита внешней зоны, массив 1; 7—9 — кальциты из форстеритовых карбонатитов внутренней зоны II стадии, массив 1: 7 — на границе с диопсидовой зоной, 8 — в центре зоны, 9 — вблизи границы со слюдяной зоной; 10 — кальцит из форстеритового карбонатита внутренней зоны II^а подстадии, массив 3; 11 — кальцит из форстеритового карбонатита внутренней зоны II^б подстадии, массив 3; 12—14 — кальциты из карбонатитов III стадии: 12 — массив 3, 13, 14 — массив 1. Анализы образцов 2—9, 13 и 14 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева; образцов 1, 10, 11 и 12 — по материалам Е. М.Эпштейна и Е. А. Нечаевой.

рен кальцита, вдоль которых иногда образует цепочки. Часто наблюдаются псевдопойкилитовые включения апатита в слюде и магнетите, а также в акцессорных минералах. По составу апатит представляет собой разность, промежуточную между фтор-апатитом и гидроксил-апатитом (табл. 12, обр. 1). Он отличается повышенным по сравнению с обычным фтор-апатитом светопреломлением ($No=1{,}645—1{,}647$, $Ne=1{,}642$) и удельным весом ($d=3{,}36—3{,}40$).

Кальцит образует крупные (размером 2—5 до 10—15 *мм*) изометричные зерна с полисинтетическими двойниками. Границы зерен кальцита ровные, так что агрегаты кальцита обычно имеют мозаичный рису-

Таблица 12

Химический состав апатитов из карбонатитов массива 1

Компоненты	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3	4
CaO	54,31	54,78	55,04	53,17	Na_2O	0,51	0,14	0,48	0,65
MgO	Не опр.	0,18	Не обн.	0,77	P_2O_5	39,80	40,38	40,89	38,34
FeO	0,10	Не обн.	То же	Не обн.	CO_2	0,07	0,06	0,72	2,88
Fe_2O_3	0,32	0,41	0,17	0,24	F	2,46	2,56	2,66	3,10
MnO	0,03	0,02	0,03	0,07	H_2O^+	1,38	0,70	Не обн.	Не обн.
TR_2O_3	0,72	0,79	0,65	0,71	H_2O^-	0,16	0,16	0,15	0,55
SrO	0,80	0,50	0,59	1,28					
K_2O	0,03	Не обн.	0,10	1,01	Сумма (с учетом поправки на F)	99,56	100,41	100,36	100,77

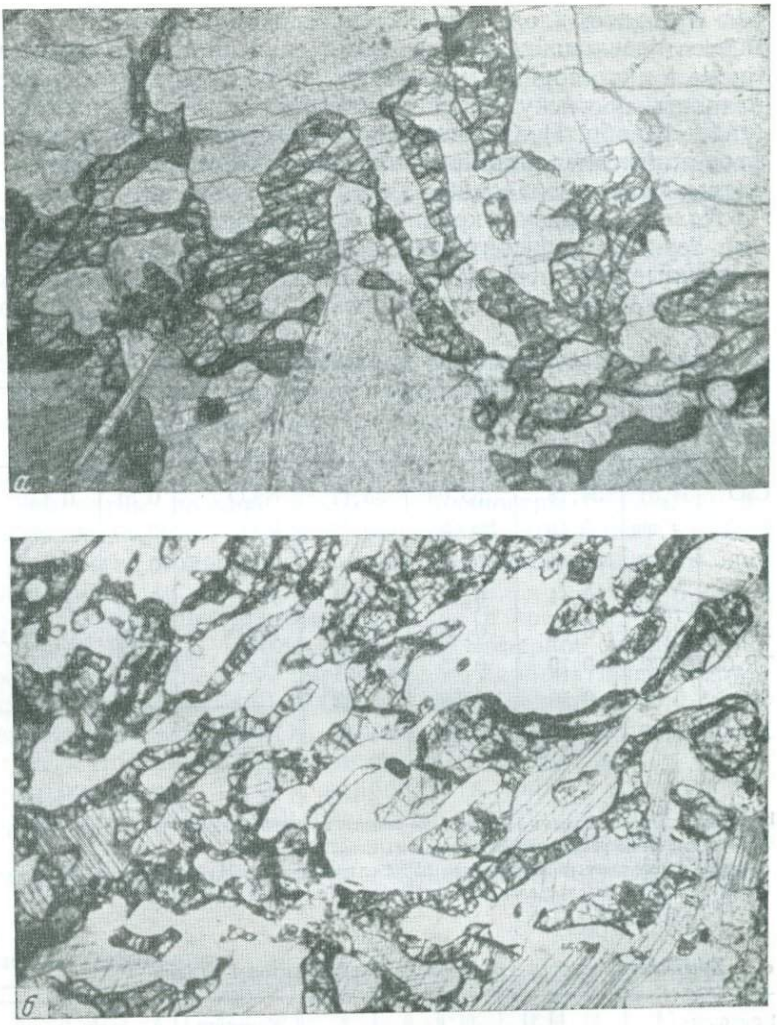
1—апатит из карбонатитов I стадии; 2—апатит из карбонатитов II стадии; 3—апатит из карбонатитов III—стадии; 4—карбонат-апатит из карбонатитов IV стадии.
Анализы произведены в лаборатории ВИМСа, аналитики А. М. Худякова, Р. К. Митякова, А. И. Юрченкова, В. М. Лурье. Sr определен количественным спектральным методом.

Таблица 13

Химический состав гранатов из карбонатитов I стадии

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO_2	30,90	31,37	32,50	Si	2,61	2,68	2,76
TiO_2	9,68	9,24	6,22	Ti_{IV}	0,39	0,34	0,24
Al_2O_3	3,73	3,56	4,28	Ti_{VI}	0,23	0,23	0,15
Fe_2O_3	19,00	18,45	20,47	Al	0,37	0,36	0,43
FeO	2,52	2,34	2,77	Fe^{3-}	1,20	1,16	1,32
MnO	0,40	0,34	0,27	Fe^{2-}	0,17	0,16	0,06
MgO	1,04	1,17	1,01	Mn	0,03	0,03	0,04
CaO	31,04	32,26	30,77	Mg		0,06	
K_2O	0,11	0,08	0,24	Ca	2,80	2,86	2,68
Na_2O	0,27	0,28	0,54	Mg	0,13	0,07	0,13
H_2O	0,24	0,13	0,20	Fe^{2-}	0,01	—	0,14
				Na	0,05	0,05	0,08
Сумма	99,93		99,27	K	0,01	0,01	0,01

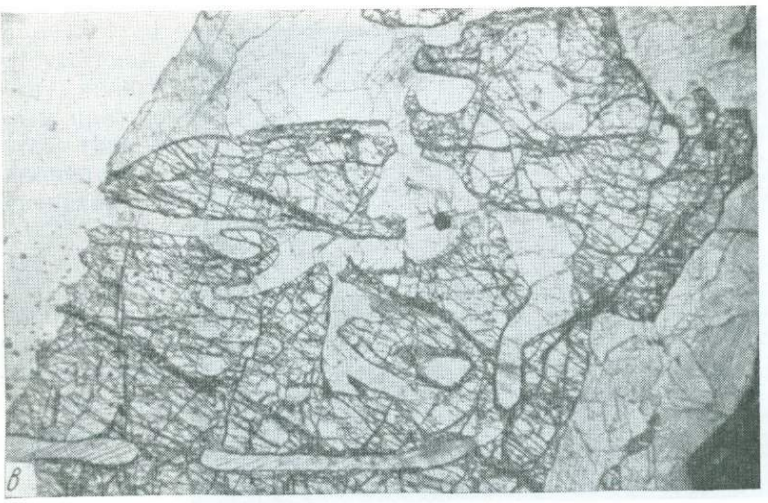
1—шорломит из карбонатитов по пироксенитам; 2—шорломит из карбонатитов по нефелин-пироксеновым породам; 3—меланит из карбонатитов по ийолитам. Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

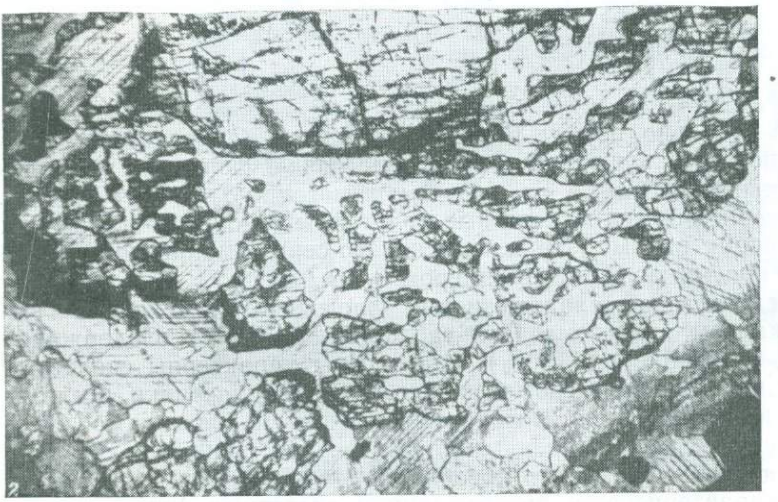


Фиг. 8. *а* — Дендритовидное строение скелетного выделения форстерита в карбонатите I стадии. Увел. 20, без анализатора; *б* — Скелетное строение выделения форстерита в карбонатите 1 стадии. Увел. 20, без анализатора; *в* — Скелетный кристалл форстери-

нок, иногда даже торцовую структуру. Оптические свойства кальцита из массива 3, по данным Е. А. Нечаевой близки к стандартным, хотя иногда отмечается несколько повышенное светопреломление (*No* до 1,669). В массиве 1 для кальцита характерно повышенное светопреломление (*No* = 1,663—1,672). Вероятно, это объясняется примесью марганца (до 0,27), железа (до 0,32%) и стронция (до 0,5%). Кроме того, в кальцитах постоянно присутствует магний (см. табл. 11, обр. 1, 2).

Шорломит. В некоторых участках, в тех случаях когда пироксеновые карбонатиты развиваются по нефелин-пироксеновым породам, содержащим шорломит, в карбонатитах вместо магнетита также появляется шорломит. Он наблюдается только вблизи границы карбонатитов с силикатными метасоматитами. По мере удаления от границы гранат сменяется магнетитом, часто в сопровождении перовскита. Шорломит образует ромбододекаэдрические кристаллы черного или буровато-черного цвета со смолистым блеском. Размер кристаллов — 2—6 *мм*.



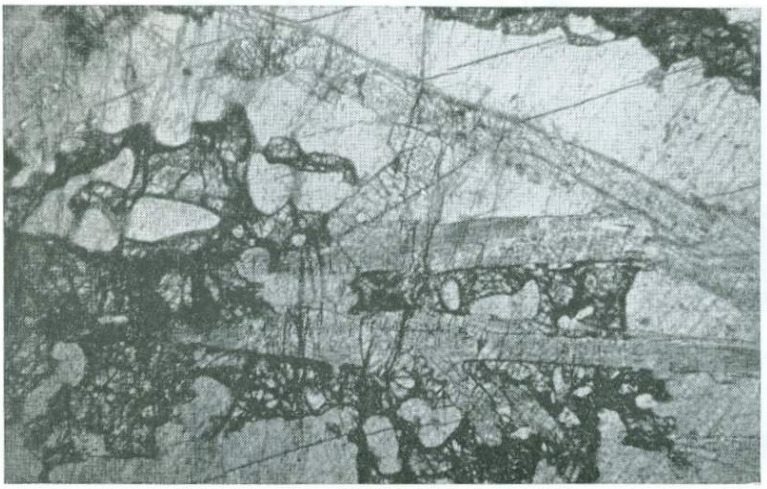


та в карбонатите I стадии. Увел. 20, без анализатора; *г* — Скелетное строение внешней части зерна форстерита в карбонатите I стадии. Увел. 20, без анализатора

Под микроскопом шорломит изотропен, окрашен в шоколадно-коричневый цвет, причем окраска часто зональная, с чередованием зон, окрашенных с различной интенсивностью. Из табл. 13 видно, что состав исходных пород отражается и на составе граната: в карбонатитах по ийолитам гранаты наименее титанистые и наиболее кремнеземистые, в карбонатитах по нефелин-пироксеновым породам содержание титана в гранатах возрастает, а количество кремния уменьшается. В карбонатитах по пироксенитам гранаты наиболее титанистые и наименее кремнеземистые.

Форстеритовые карбонатиты

Форстеритовые карбонатиты состоят из форстерита (5—50 до 80%, в среднем — 20%), слюды (5—20%, в среднем 10%) и кальцита. В них обычно присутствуют апатит и магнетит. Акцессорные минералы представлены перовскитом и кальциртитом.



Фиг. 9. Развитие скелетного форстерита среди кальцита и апатита (удлиненные кристаллы). Увел. 20, без анализатора

Форстерит детально изучен Е. А. Чернышевой. Он содержит 16—21% фаялитовой составляющей, причем в массиве 1 форстерит несколько более железистый (Fa_{18-21} Fo_{79-82}), чем в массиве 3 (Fa_{16-18} Fo_{82-84}). Обычно форстерит образует скелетные кристаллы (фиг. 8, *а — г*, 9) или овальные и изометричные зерна, зеленовато-серые макроскопические и бесцветные под микроскопом, размером 3—5 *мм*.

Слюда представлена маложелезистым флогопитом с довольно высоким содержанием глинозема (см. табл. 10, обр. 6, 7). Содержание железа в ней постоянное ($f=20\%$). Для слюды характерны скелетные формы, реже наблюдаются изометричные в плане пластинки. Количественные соотношения слюды и форстерита в общем постоянные: отношение количества слюды к количеству форстерита равно $^1/_2$—$^1/_3$, т. е. форстерит, как правило, заметно преобладает.

Магнетит характеризуется преобладанием скелетных форм, часто с тонким кружевным рисунком (фиг. 10, *а, б*). Он несколько отличается от магнетита из пироксеновых карбонатитов по содержанию элементов-примесей: в нем содержится в среднем 0,34% Al_2O_3 и 2,19% MgO, причем по мере продвижения от границы с пироксеновыми к границе с флогопитовыми карбонатитами содержание магния возрастает от 1,81 до 2,76, содержание алюминия — от 0,26% до 0,40%.

Кальцит слегка обогащен магнием по сравнению с кальцитом из пироксеновых разностей. Он содержит в среднем 0,72% MgO. Наблюдается закономерное возрастание содержаний магния в кальцитах от 0,59% MgO вблизи границы с пироксеновыми карбонатитами до 0,80% MgO близ границы со слюдяными разностями.

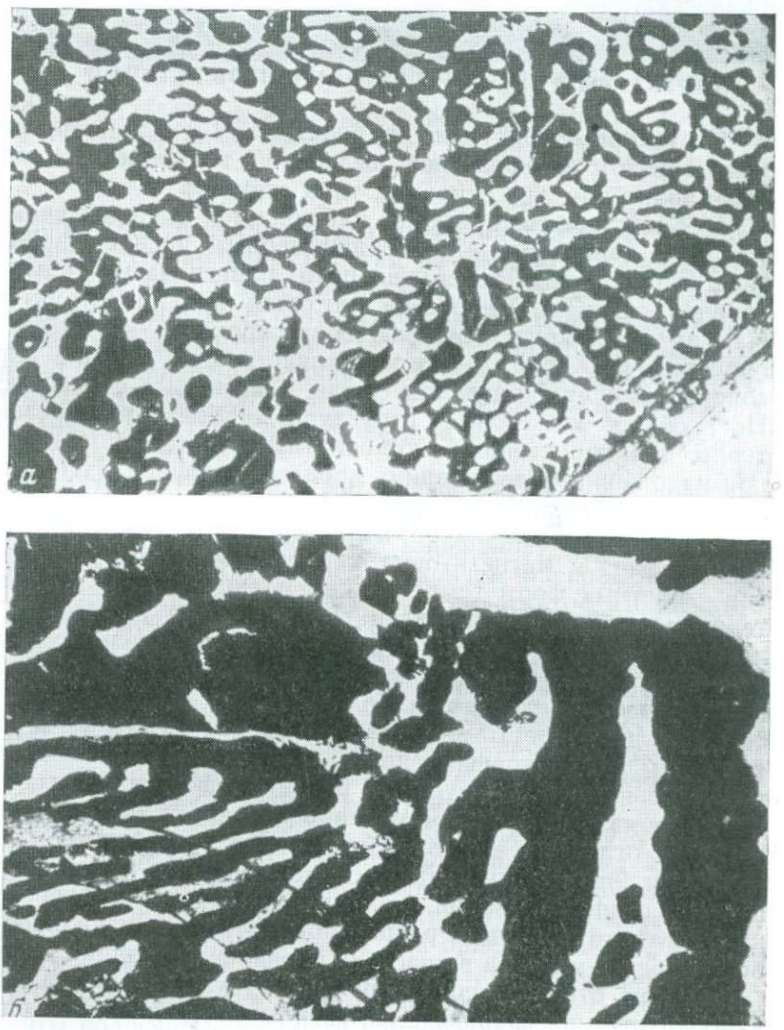
Слюдяные карбонатиты

Среди слюдяных карбонатитов I стадии можно выделить два главных типа.

1. Слюдяные карбонатиты, располагающиеся в зонах контакта карбонатитов с силикатными породами, обычно сравнительно меланократовые, содержащие 20—50% слюды. Эти разновидности тесно пе-

ремежаются с пироксеновыми, отличаются от них только или полным отсутствием или очень небольшим содержанием пироксена и, по существу, являются аналогами пироксеновых карбонатитов по всем остальным признакам. Как и в пироксеновых карбонатитах, состав слюды в этом типе зависит от состава исходных пород: железистость слюды в апоийлитовых карбонатитах — 40%, а в карбонатитах по нефелиновым сиенитам — 55—60%.

2. Слюдяные карбонатиты, развитые в центральных частях тел. Содержание слюды в этом типе обычно не превышает 5%. Основные формы выделения слюды скелетные, реже наблюдаются изометричные в плане таблички. Слюда по оптическим свойствам близка к слюде форстеритовых карбонатитов. Иногда на границе таких слюдяных карбонатитов с форстеритовыми карбонатитами наблюдается обогащение магнетитом, вплоть до образования существенно магнетитовых полос, содержащих до 50—70% магнетита, ширина которых варьирует от долей сантиметра до 1—2 *м*. По мере удаления от контакта с форстеритовы-



Фиг. 10. *а* — Тонкоскелетное строение выделения магнетита в карбонатите I стадии. Увел. 20, без анализатора; *б* — Скелетное строение кристалла магнетита в карбонатите I стадии. Увел. 20, без анализатора

ми карбонатитами количество магнетита быстро уменьшается и обычно не превышает 5—10%. Из акцессорных минералов во втором типе наблюдаются перовскит и иногда — кальциртит, но количество их невелико, часто они совсем отсутствуют.

В массиве 1 в слюдяных карбонатитах второго типа на границе с форстеритовыми карбонатитами иногда отмечается появление периклаза.

Периклаз образует скелетные зерна размером 3—5 *мм*. Под микроскопом он прозрачный, бесцветный, с отчетливой спайностью по кубу. Судя по показателю преломления ($N=1{,}742$), периклаз содержит примесь железа. Большей частью периклаз частично, а иногда и нацело, замещен очень тонким чешуйчато-волокнистым агрегатом брусита, даже в тех участках, где в форстеритовых карбонатитах присутствует совершенно свежий неизмененный форстерит.

Магнетит, апатит и кальцит в слюдяных карбонатитах в общем такие же, как и в форстеритовых разновидностях карбонатитов I стадии, не отличаются они и в магнетитовых и мономинеральных кальцитовых разностях.

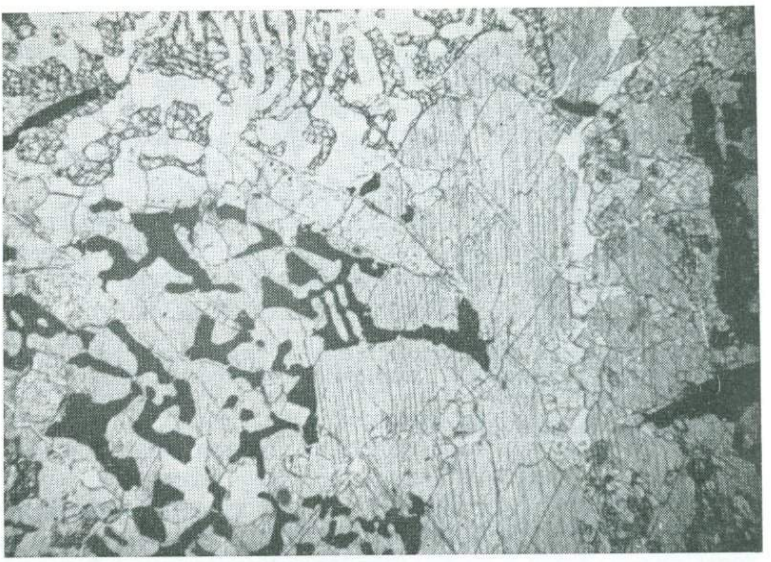
СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ КАРБОНАТИТОВ I СТАДИИ

Структурные рисунки карбонатитов I стадии определяются главным образом морфологией выделений темноцветных минералов. Для них характерны два основных типа структур.

1. «Лейстовая структура» наблюдается в пироксеновых карбонатитах. Она характеризуется неравномерным распределением среди агрегата изометричных зерен кальцита пластинчатых идиоморфных кристаллов слюды и пироксена, которым кальцит структурно подчинен. Как правило, кристаллы слюды и пироксена не имеют закономерной ориентировки. Иногда четкость «лейстового» рисунка нарушается благодаря тому, что кристаллы слюды и магнетита становятся скелетными. Но в общем «лейстовые» структуры карбонатитов чрезвычайно характерны для пироксеновых карбонатитов I стадии и часто сохраняются при наложении более поздних процессов амфиболизации и перекристаллизации кальцита.

2. Скелетная структура характерна для форстеритовых, слюдяных второго типа и магнетитовых карбонатитов. Она возникает при развитии скелетных форм темноцветных и акцессорных минералов в агрегате изометричных зерен кальцита. Скелетные выделения темных минералов на светлом кальцитовом фоне обусловливают характерный «кружевной» структурный рисунок породы (фиг. 11). Этот рисунок несколько нарушается, становится более грубым в том случае, когда наряду со скелетными формами развиваются изометричные в плане пластинки слюды и идиоморфные кристаллы магнетита. Тем не менее «скелетно-кружевные» структурные рисунки форстеритовых карбонатитов I стадии являются одним из наиболее характерных признаков, позволяющих отличать эти образования от форстеритовых карбонатитов II стадии. Этот рисунок часто сохраняется при наложении поздних процессов серпентинизации, амфиболитизации и перекристаллизации кальцита, что позволяет расшифровывать первоначальное строение карбонатитового массива в участках проявления поздних процессов.

Следует отметить еще один тип структур, иногда возникающих в карбонатитах на границе с измененными силикатными породами. В ряде случаев здесь наблюдается зона, в которой отдельные мелкие скопления силикатного материала (магнетит-слюда-пироксенового состава) разобщены крупными пластинчатыми монокристаллами кальцита. Эти



Фиг. 11. Скелетно-кружевная структура форстеритового карбонатита I стадии. Увел. 20, без анализатора

монокристаллы проникают в силикатную породу, иногда образуя в ней отдельные порфиробласты, но чаще сростки незакономерно ориентированных пластин, между которыми располагаются остроугольные блоки измененной силикатной породы. В результате такого развития кальцита зона контакта приобретает вид брекчии. По мере удаления от контакта кальцит постепенно утрачивает пластинчатую форму, зерна его становятся изометричными. Скопления силикатного материала распадаются на крупные обособленные пластинчатые кристаллы и порода приобретает типичную «лейстовую» структуру.

Текстуры карбонатитов I стадии — массивные, пятнистые и полосчатые. Пятнистые и полосчатые текстуры обусловлены неравномерным распределением темноцветных и акцессорных минералов. Размеры зерен минералов варьируют в широких пределах, причем распределение зерен различной крупности также пятнистое или полосчатое. Полосчатое строение наблюдается во всех разновидностях карбонатитов, но наиболее характерно оно для слюдяных карбонатитов. Уменьшение количества темноцветных минералов в полосах сопровождается укрупнением их зерен. При этом меланократовые полосы в пироксеновых карбонатитах имеют «лейстовую» структуру, в лейкократовых полосах четкость лейстового рисунка исчезает, магнетит приобретает скелетную форму и появляются некоторые черты скелетной структуры (фиг. 12).

Исследования А. Л. Фролова и Е. М. Эпштейна (Фролов, Эпштейн, 1962; Фролов, 1966) показали, что, как правило, полосчатые карбонатиты первой стадии не являются ориентированными минеральными агрегатами. В то же время полосчатость карбонатитов обычно имеет закономерную ориентировку. В жильных телах она ориентирована согласно контактам жил, в штокверковых участках — параллельно контактам реликтовых блоков пород, часто как бы обтекая последние. В массиве 1, где широко развиты полосчатые разности карбонатитов I стадии, характер и ориентировка полосчатости, как правило, не зависят от текстуры исходных пород.



Фиг. 12. Укрупнение зерен темноцветных минералов по мере уменьшения их количества в полосчатом слюдяном карбонатите I стадии

1 — кальцит; *2* — слюда; *3* — магнетит

Особенности полосчатости в карбонатитах I стадии позволяют согласиться с мнением А. А. Фролова и Е. М. Эпштейна, что ранняя полосчатость проявляется в результате формирования карбонатитов путем фильтрационного метасоматоза по системам сближенных субпараллельных трещин. То, что иногда полосчатость карбонатитов выглядит унаследованной, может быть объяснено более интенсивным проявлением субпараллельной трещиноватости в первично неоднородных, полосчатых породах.

ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРБОНАТИТОВ I СТАДИИ

Карбонатитовые тела I стадии характеризуются закономерным распределением в них всех разновидностей карбонатитов.

Внутренняя часть тел сложена мономинеральными кальцитовыми карбонатитами и кальцитовыми карбонатитами, содержащими магнетит. По мере продвижения к периферии тел последние сменяются флогопитовыми карбонатитами второго типа, которые затем постепенно, но быстро переходят в форстеритовые карбонатиты. Внешняя часть тел сложена пироксеновыми карбонатитами, которые в зависимости от состава вмещающих пород по простиранию иногда сменяются слюдяными карбонатитами первого типа.

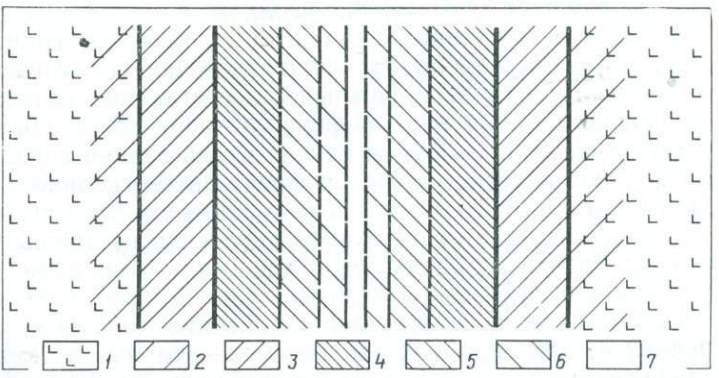
Таким образом, для тел карбонатитов I стадии характерно зональное строение, схематически показанное на фиг. 13. Всего в пределах карбонатитовых тел в идеальном случае выделяется пять зон, закономерно сменяющих друг друга от центра к периферии тел: мономинеральная кальцитовая зона, магнетитовая, слюдяная, форстеритовая и пироксеновая. Вдоль границ тел к пироксеновой зоне примыкает зона силикатных метасоматитов.

В тех случаях, когда карбонатиты образуют системы сближенных тел, эти закономерности могут нарушаться и иногда можно наблюдать сложное чередование различных зон. В то же время между форстеритовым карбонатитом и силикатной породой всегда присутствует зона пироксенового карбонатита, хотя иногда она может быть очень узкой.

Вероятно, полосу развития периклаза, располагающуюся на границе форстеритовой и слюдяной зон, следовало бы выделить как особую периклазовую зону. Но периклаз встречается локально и присутствует только в отдельных телах массива 1, поэтому периклазовая зона не включена в общую схему зональности карбонатитовых тел I стадии.

Относительная ширина зон может широко варьировать. В сравнительно мелких карбонатитовых телах кольцевой жильной зоны массива I наибольшим развитием пользуются мономинеральные кальцитовые карбонатиты и карбонатиты с магнетитом. Только в непосредственной близости к контакту в них наблюдается зона слюдяных карбонатитов, мощность которой обычно составляет не более 10% от мощности тела. Форстеритовые и пироксеновые карбонатиты образуют узкие оторочки, ширина которых измеряется сантиметрами. Если тела карбонатитов развиваются в ийолитах или полевошпатовых породах, то форстеритовая зона иногда отсутствует и пироксеновая зона непосредственно сменяется слюдяной. В крупных карбонатитовых телах карбонатитового ядра преобладают пироксеновые и форстеритовые карбонатиты, только в самых центральных частях появляются слюдяные разности. Мономинеральные кальцитовые карбонатиты и карбонатиты с магнетитом образуют отдельные полосы среди слюдяных, и в некоторых телах вообще отсутствуют. Относительная ширина пироксеновой и форстеритовой зон в этом случае зависит от состава исходных пород: в пироксеновых породах и нефелин-пироксеновых, соответствующих по составу якупирангитам и мельтейгитам, форстеритовая зона обычно играет главную роль, а пироксеновая резко подчинена ей по размерам. В более лейкократовых нефелин-пироксеновых породах и в породах, содержащих полевой шпат, карбонатитовые тела сложены преимущественно пироксеновыми и слюдяными карбонатитами первого типа и только в центральных частях тел пироксеновые карбонатиты сменяются узкой зоной форстеритовых, быстро переходящих в слюдяные второго типа.

Границы между пироксеновой и форстеритовой зонами обычно резкие; замещение пироксена форстеритом удается наблюдать только в редких случаях. Границы между остальными зонами обычно нечеткие. Например, в форстеритовой зоне по мере приближения к границе со слюдяной уменьшается количество форстерита с одновременным укрупнением его зерен. Наконец, форстерит исчезает, и в породе остается только слюда с сохранением в остальном прежнего облика породы. Лишь иногда граница форстеритовой и флогопитовой зон бывает подчеркнута цепочкой крупных зерен форстерита или полосой, резко обогащенной магнетитом. При переходе от слюдяных карбонатитов к магнетитовым укрупняется и постепенно исчезает слюда. В магнетитовой зоне от передовых частей к тыловым уменьшается количество магнетита, практически полное его исчезновение фиксирует переход к мономине-



Фиг. 13. Схема зональности в карбонатитах I стадии

1 — исходная силикатная порода;
2 — зона силикатного метасоматита;
3 — зона пироксенового карбонатита;
4 — зона форстеритового карбонатита;
5 — зона слюдяного карбонатита;
6 — зона магнетитового карбонатита;
7 — зона мономинерального кальцитового карбонатита

Химический состав карбонатитов I стадии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	34,04	19,61	21,55	17,42	10,43	7,30	5,05	4,02
TiO_2	3,59	1,75	1,49	1,59	1,01	0,61	0,50	0,49
Al_2O_3	7,40	5,37	5,71	3,41	2,11	2,00	1,90	1,81
Fe_2O_3	8,45	5,03	5,40	5,30	3,70	3,30	3,01	5,80
FeO	5,80	3,16	3,15	3,21	2,46	2,20	2,04	3,20
CaO	23,06	36,28	35,86	36,98	42,80	43,00	45,00	46,00
MgO	8,51	5,28	6,30	6,00	3,58	8,00	6,60	1,80
K_2O	0,30	1,28	1,28	0,79	0,67	0,58	0,51	0,49
Na_2O	1,10	0,77	0,55	0,40	0,35	0,11	0,10	Не обн.
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,31	0,33	0,46	0,41	0,70
P_2O_5	5,82	6,06	3,98	4,60	4,20	3,81	3,90	4,31
$S_{общ}$	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,61	0,40	0,15	0,17	Не обн.
CO_2	2,28	13,80	15,38	18,40	26,30	28,20	30,60	31,50
F	0,14	0,20	0,16	0,22	0,27	0,29	0,28	0,24
ΣH_2O	0,30	0,98	0,58	0,41	0,21	0,30	0,28	0,19
Сумма	100,79	100,67	100,39	99,55	99,82	100,24	99,65	100,55

Массив 3: 1 — исходная пироксеновая порода; 2, 3 — пироксеновый карбонатит на контакте с пироксеновой породой; 4 — пироксеновый карбонатит; 5 — пироксеновый карбонатит на границе с форстеритовым; 6 — форстеритовый карбонатит на границе с пироксеновым; 7 — форстеритовый карбонатит на границе со слюдяным; 8 — слюдяной карбонатит на границе с форстеритовым; 9 — слюдяной карбонатит на границе с мономинеральным кальцитовым; 10 — мономинеральный кальцитовый

ральному кальцитовому карбонатиту. Такой характер границ между зонами обуславливает ряд трудностей при их выделении в процессе картирования. Поэтому часто кальцитовую, магнетитовую, слюдяную и форстеритовую зоны объединяют в одну — внутреннюю часть (зону) тел, а пироксеновую зону выделяют как внешнюю часть (зону).

Следует отметить, что для всех зон карбонатитовых тел характерно постепенное уменьшение количества темноцветных минералов и возрастание содержания кальцита от внешних границ зон к внутренним. По мере удаления от силикатных пород количество кальцита возрастает от зоны к зоне. Исключение составляют только отдельные участки границ пироксеновой и форстеритовой зон и границ форстеритовой и слюдяной зон. В первом случае вдоль границы форстеритовый карбонатит иногда резко обогащен форстеритом, количество которого может достигать 50—60% породы и более даже в том случае, если в пироксеновом карбонатите содержание пироксена не превышает 15—20%. Во втором случае наблюдается уменьшение количества кальцита за счет резкого обогащения магнетитом внешней части слюдяной зоны.

Как видно из приведенного описания и схемы, зональность внутренних частей карбонатитовых тел — типичная метасоматическая, с уменьшением от зоны к зоне числа фаз на единицу. Для наиболее многоминеральной форстеритовой зоны характерна пятиминеральная парагенетическая ассоциация *Ф+Сл+Мт+Ап+Ка*. Внешняя часть тел сложена пироксеновой зоной, где развита также пятиминеральная ассоциация *Пир+Сл+Мт+Ап+Ка*. Зоны силикатных метасоматитов вокруг кар-

Таблица 14

9	10	11	12	13	14	15	16	17
2,14	0,50	38,31	28,84	25,08	16,11	5,76	5,05	0,40
0,23	0,16	2,41	1,81	1,90	1,68	0,38	0,23	0,12
0,59	0,21	13,19	7,12	7,10	3,96	2,45	2,34	0,30
2,14	0,90	6,78	6,52	7,96	5,50	3,77	5,38	0,61
1,50	0,60	4,12	4,00	2,70	3,90	2,30	4,15	0,24
51,00	53,95	16,02	31,35	31,31	36,88	42,01	44,22	53,71
0,63	0,35	4,29	3,46	3,62	5,88	6,42	2,86	0,35
0,30	0,15	2,30	2,29	0,79	0,36	0,60	0,63	0,13
Не обн.		5,02	5,59	2,86	0,95	0,34	0,16	
0,26	0,12	0,40	0,32	0,35	0,27	0,34	0,68	0,13
2,15	1,61	4,82	2,94	3,14	5,26	5,12	5,40	1,73
Не обн.	0,14	Не опр.	0,54	0,62	0,49	0,26	0,21	0,21
37,90	41,01	2,37	11,39	12,15	16,40	28,10	29,46	41,23
0,11	Не обн.	0,10	1,10	0,08	0,15	0,29	0,14	0,10
0,10	0,16	0,21	0,16	0,20	0,06	0,10	0,94	0,16
99,05	99,86	100,34	100,43	99,36	99,85	98,24	100,95	99,42

карбонатит. *Массив* 1: 11 — исходная нефелин-пироксеновая порода; 12, 13 — пироксеновый карбонатит с реликтами нефелина; 14 — пироксеновый карбонатит; 15 — форстеритовый карбонатит; 16 — слюдяной карбонатит; 17 — мономинеральный кальцитовый карбонатит.

Образцы 1—3 — по материалам Е. М. Эпштейна и Е. А. Нечаевой. Анализы образцов 4—10 выполнены в лаборатории Иргиредмета, а образцов 11—17 — в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

бонатитовых тел тоже характеризуются пятиминеральными парагенезисами. Видимо, здесь имеет место усложнение обычной метасоматической зональности за счет появления во фронтальных наиболее многоминеральных частях колонки нескольких фациальных зон.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ I СТАДИИ

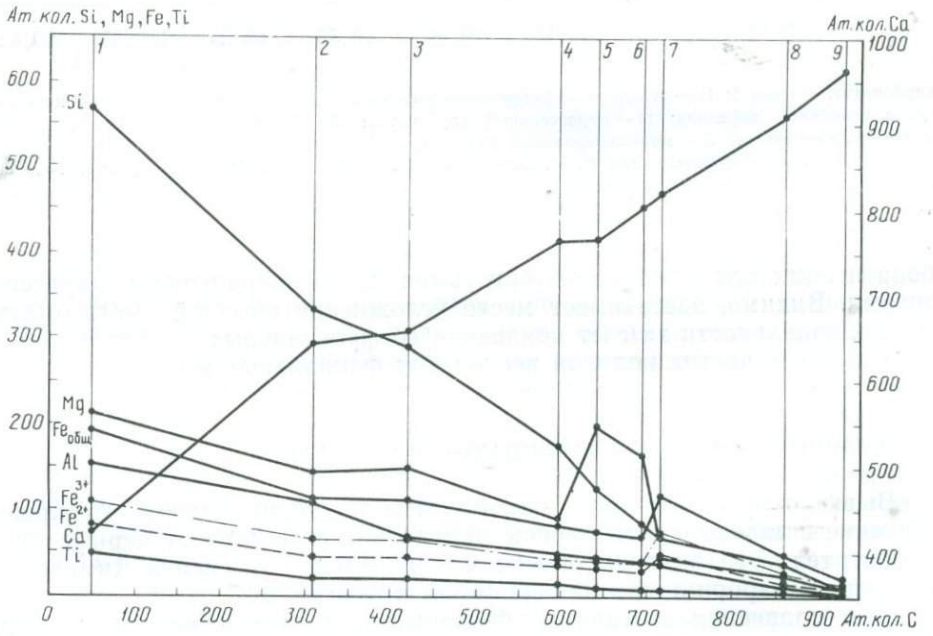
Выше отмечалось, что карбонатиты I стадии имеют зональное строение с закономерной сменой минерального состава от периферии к центру тел. Эти закономерности и определяют изменения химического состава карбонатитов от периферии к центру тел.

Для сравнения состава карбонатитов с составом исходных пород и для оценки изменения состава карбонатитов по зонам в массиве 1 и 3 по разрезам вкрест простиранию карбонатитовых тел были отобраны пробы, характеризующие состав каждой зоны. В массиве 3 детально изучен разрез через карбонатиты, заместившие пироксениты и пироксеновые породы, в массиве 1 — через карбонатиты, развившиеся по нефелин-пироксеновым породам. В первом случае из каждой зоны отобраны пробы, представляющие состав передовой, срединной и тыловой частей зоны. Во втором случае пробы отобраны из передовой части каждой зоны, только форстеритовая зона представлена пробой, взятой вблизи границы со слюдяной зоной. Для дополнительной характеристики разреза в других частях зон произведены количественные минералогические

подсчеты по шлифам и протравкам. Результаты анализов приведены в табл. 14. На графике (фиг. 15) эти результаты дополнены данными, полученными путем пересчета минерального состава пород на химический с учетом особенностей состава минералов в каждой зоне [1].

Сравнение химического состава карбонатитов с составом исходных пород показывает, что в процессе формирования карбонатитов из пироксеновых и нефелин-пироксеновых пород выносятся кремний, алюминий, щелочи и титан. При карбонатизации пироксеновых пород наблюдается отчетливый вынос магния и железа. При замещении нефелин-пироксеновых пород во внешних зонах карбонатитов сохраняется то же количество железа, что и в субстрате, и только во внутренних частях тел количество его уменьшается. Если по сравнению с пироксеновыми породами карбонатиты содержат меньше магния, то по сравнению с нефелин-пироксеновыми породами заместившие их форстеритовые карбонатиты заметно обогащены магнием. Во всех случаях образование карбонатитов сопровождается привносом углекислоты и кальция.

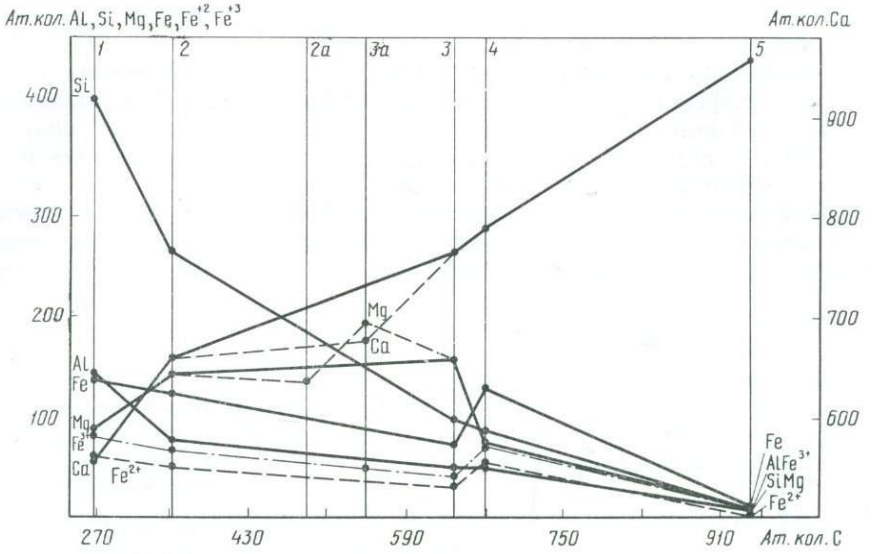
Анализ изменения содержаний главных породообразующих элементов по зонам тел показывает, что от границы тел к осевой части постепенно возрастает содержание углекислоты и кальция (см. фиг. 14, 15). Увеличение их концентраций происходит не параллельно. В карбонатитах по пироксенитам при переходе от силикатной породы к карбонатиту передовой части пироксеновой зоны количества кальция и углекислоты увеличиваются в равной степени. От фронта к тылу пироксено-



Фиг. 14. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах I стадии (массив 3)

1 — исходный пироксенит;
2—4 — пироксеновый карбонатит:
2 — внешняя часть зоны,
3 — средняя часть зоны,
4 — тыловая часть зоны;
5—6 — форстеритовый карбонатит:
5 — внешняя часть зоны,
6 — тыловая часть зоны;
7—8 — слюдяной карбонатит:
7 — внешняя часть зоны,
8 — тыловая часть зоны;
9 — карбонатит, не содержащий силикатов

[1] Точки на линиях IIа и IIIа показывают содержания компонентов в пробах по данным пересчета минералогических анализов.



Фиг. 15. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах I стадии (массив 1)

1 — пироксеновый карбонатит с реликтами нефелина;
2 — 2а — пироксеновый карбонатит:
2 — внешняя часть зоны,
2а — тыловая часть зоны;
3а — 3 — форстеритовый карбонатит:
3а — внешняя часть зоны,
3 — тыловая часть зоны;
4 — слюдяной карбонатит;
5 — карбонатит, не содержащий силикатов.

Точки на линиях 2а и 3а показывают содержание компонентов в пробах по результатам пересчета минералогических анализов

вой зоны содержание углекислоты возрастает значительно интенсивнее, чем содержание кальция. Видимо это связано с тем, что часть кальция поступает в кальцит за счет растворения пироксена. Во внутренних зонах количество кальция растет так же быстро как и количество углекислоты (см. фиг. 14).

В карбонатитах по нефелин-пироксеновым породам (см. фиг. 15) в передовой части пироксеновой зоны концентрация кальция возрастает быстрее, чем концентрация углекислоты. В тыловой части пироксеновой зоны рост содержания кальция по сравнению с углекислотой замедляется. Во внутренних частях тел содержания кальция и углекислоты возрастают с одинаковой интенсивностью.

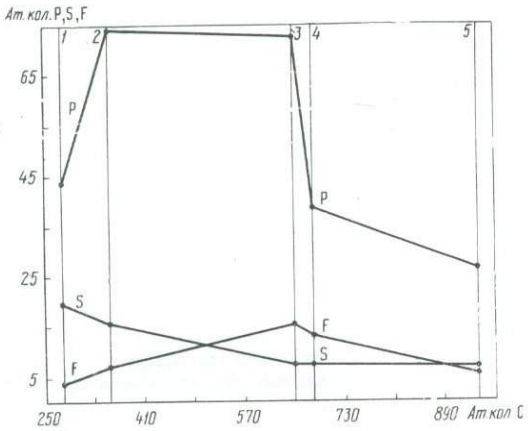
Количество кремния и алюминия снижается от границы карбонатитовых тел к их осевой части. В карбонатитах по пироксенитам содержание алюминия отчетливо уменьшается от передовой к тыловой части пироксеновой зоны, сохраняется почти на одном уровне в пределах форстеритовой зоны и снова отчетливо снижается по направлению к центру тел. В карбонатитах по нефелин-пироксеновым породам количество алюминия резко падает при переходе от краевой к центральной части пироксеновой зоны видимо в связи с исчезновением реликтов нефелина. Далее к тыловой части пироксеновой зоны содержание алюминия снижается незначительно, в пределах форстеритовой зоны оно остается в общем постоянным, и снова заметно уменьшается к осевой части тел. Кремний ведет себя иначе. В карбонатитах по пироксенитам наиболее интенсивное уменьшение количества кремния (по сравнению с поступлением углекислоты) отмечено в форстеритовой зоне, в осевой части тел содержание кремния снижается значительно слабее. В карбонатитах по нефелин-пироксеновым породам интенсивность падения со-

держаний кремния ослабевает в каждой последующей зоне по мере продвижения от границ тел к осевой части.

Содержание железа и в том и в другом случае постепенно уменьшается от периферии тел вплоть до границы форстеритовой и слюдяной зон.

В передовой части слюдяной зоны количество железа возрастает, а затем снова начинает снижаться, достигая минимума в зоне мономинерального кальцитового карбонатита.

Поведение магния наиболее сложно. В карбонатитах, заместивших пироксениты, количество магния постепенно снижается от передовой к тыловой части пироксеновой зоны. В передовой части форстеритовой



Фиг. 16. Изменение содержаний фосфора, серы и фтора в карбонатитах I стадии (массив 1)

1 — пироксеновый карбонатит с реликтами нефелина;
2 — пироксеновый карбонатит;
3 — форстеритовый карбонатит;
4 — слюдяной карбонатит;
5 — карбонатит, не содержащий силикатов

зоны количество магния резко возрастает и приближается к его содержанию в исходных породах. К тыловой части форстеритовой зоны концентрация магния резко падает, и дальше к осевой части тел происходит медленное уменьшение концентрации магния. В карбонатитах по нефелин-пироксеновым породам характерно увеличение содержаний магния при переходе от самой внешней части пироксеновой зоны, содержащей реликты нефелина, к центральной части зоны, где реликты нефелина исчезают. По мере приближения к тыловой части пироксеновой зоны количество магния несколько уменьшается. При переходе от пироксеновой зоны к форстеритовой содержание магния резко возрастает, а затем к тыловой ее части — снижается. Однако даже в тыловой части форстеритовой зоны содержание магния выше, чем в исходных породах. При переходе от форстеритовой зоны к слюдяной происходит резкое уменьшение количества магния, а далее к осевой части тела его содержание снижается уже менее интенсивно.

Следует отметить, что при развитии карбонатитов по силикатным породам, особенно пироксеновым, последние вдоль границы с карбонатитом интенсивно обогащаются апатитом, иногда превращаясь в пироксен-апатитовые породы. В карбонатитах содержание апатита ниже, чем в этой внешней оторочке, хотя оно и возрастает в пироксеновой зоне по сравнению с полосой карбонатита, содержащей остатки нефелина (см. фиг. 15). В форстеритовой зоне фосфора примерно столько же, сколько в пироксеновой, а затем по направлению к осевой части тел количество его быстро убывает.

Содержание фтора наименьшее в самой краевой части карбонатитовых тел (фиг. 16), оно возрастает в пироксеновой зоне и далее — в форстеритовой, а ближе к осевой части тел снова снижается. Количество серы, напротив, в краевой части тел самое высокое, и снижается в пироксеновой и форстеритовой зонах, а далее к центру сохраняется на постоянном уровне.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТИТОВ I СТАДИИ

Минеральная ассоциация карбонатитов I стадии и сопряженных с ними силикатных метасоматитов включает 9 главных минералов: пироксен, слюду, форстерит, нефелин, калиевый полевой шпат, магнетит, шорломит, апатит и кальцит. Обычно в силикатных метасоматитах и карбонатитах пироксеновой и форстеритовой зон наблюдаются пятиминеральные парагенезисы, в состав которых обязательно входят кальцит и апатит. Кроме апатита и кальцита главные минеральные парагенезисы силикатных метасоматитов по пироксенитам, нефелин-пироксеновым породам и ийолитам включают ассоциации *Пир* + *Не* + *Мт*, *Пир* + + *Не* + *Гр*, *Пир* + *Не* + *Сл* и *Пир* + *Сл* + *Гр*; парагенезисы силикатных метасоматитов по нефелиновым сиенитам и фенитам — ассоциации *Пир* + *КПШ* + *Мт*, *Пир* + *КПШ* + *Сл*, *КПШ* + *Сл* + *МТ*; парагенезисы пироксеновых карбонатитов — ассоциацию *Пир* + *Сл* + *Мт* и реже, лишь в приконтактовой части — *Пир* + *Сл* + *Гр*; парагенезисы форстеритовых карбонатитов — ассоциацию *Ф* + *Сл* + *Мт*.

При смене минеральных парагенезисов апатит не принимает участия в реакциях, его можно рассматривать как обособленный минерал, а фосфор — как обособленный инертный компонент. Взаимоотношения кальцита с остальными минералами, формы его выделений, наконец, отсутствие зависимости между содержанием кальция в исходных породах и в карбонатитах позволяют предположить, что кальцит в карбонатитах и сопряженных с ними силикатных метасоматитах играет роль избыточного вполне подвижного минерала, а системы эти являются изохорическими. Присутствие в парагенезисах еще трех минералов свидетельствует о том, что карбонатиты можно рассматривать как систему с тремя инертными компонентами. При выборе инертных компонентов из числа слагающих породы учтено следующее:

1) Появление в отдельных случаях периклаза на границе форстеритовой и слюдяной зон свидетельствует об инертном поведении магния в карбонатитовой системе.

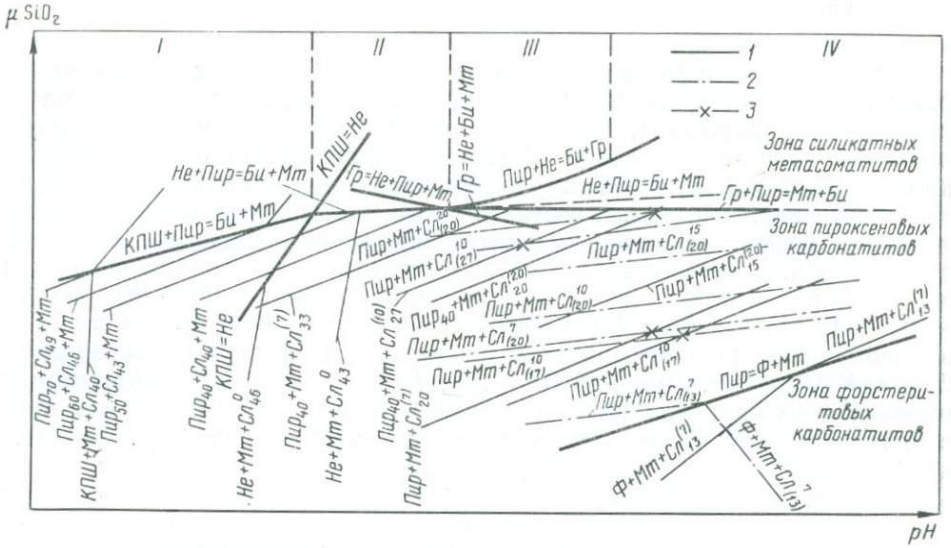
2) Присутствие во многих парагенезисах магнетита указывает на инертное поведение железа.

3) Явная зависимость количественных соотношений слюды и пироксена в карбонатитах от содержания глинозема в исходных породах свидетельствует об инертном поведении алюминия.

4) Предположение об инертном поведении алюминия в какой-то степени подтверждается и тем, что в ассоциации с минералами, содержащими алюминий (гранат, нефелин), наблюдаются малоглиноземистые слюды, а в парагенезисе с магнетитом и пироксеном — слюды более глиноземистые.

Таким образом, инертными компонентами при формировании карбонатитов I стадии, вероятнее всего, являются магний, алюминий и железо. В этом случае подвижными компонентами системы будут вода, углекислота, кислород, натрий, калий, кальций и кремний.

При анализе возможного влияния химических потенциалов этих элементов на наблюдаемую смену парагенезисов в карбонатитах прежде всего следует отметить увеличение содержаний кремния в карбонатитовых телах от центра к периферии. По мере возрастания содержания кремния в породах появляются все более кремниевые минералы: форстерит сменяется пироксеном, магнетит — гранатом, и т. д. Видимо, изменение активности кремния являлось одной из причин смены парагенезисов в карбонатитах и сопряженных с ними силикатных метасоматитах, т. е. кремний является виртуальным подвижным компонентом. В качестве второго виртуального подвижного компонента выбран ион



Фиг. 17. Минеральные равновесия карбонатитов и силикатных метасоматитов I стадии в зависимости от химического потенциала кремнекислоты и щелочности

1 — линии постоянной железистости слюд при постоянном содержании в них алюминия;

2 — линии постоянной глиноземистости слюд при постоянном содержании в них железа;

3 — точки равновесия слюд (проанализированные образцы).

I—IV — области устойчивости парагенезисов метасоматитов, относящихся к разным фациям по исходным породам:

I — по щелочным, нефелиновым сиенитам и полевошпатизированным ийолитам;

II — по магматическим ийолитам;

III — по нефелин-пироксеновым породам;

IV — по пироксеновым породам

водорода по тем же соображениям, что и при парагенетическом анализе фенитов.

Совокупность всех образований одной стадии, видимо, можно рассматривать как изотермическую систему в том смысле, что изменение температуры при ее формировании происходит в достаточно узком интервале и не вызывает смены парагенетических ассоциаций минералов.

Поскольку процесс можно считать изохорическим, объем твердой фазы является величиной постоянной. Давление во флюидной и твердой фазах принято одинаковым и постоянным. При таких условиях химические потенциалы воды и углекислоты можно также принять за постоянные величины.

Таким образом, пироксеновые и форстеритовые карбонатиты I стадии и сопряженные с ними силикатные метасоматиты можно исследовать как систему, включающую 7 минералов — нефелин, калиевый полевой шпат, слюду, пироксен, магнетит, гранат и форстерит (+избыточный вполне подвижный кальцит + обособленный апатит). Эта система характеризуется инертным поведением трех компонентов: магния, алюминия и железа. Виртуальными вполне подвижными компонентами выбраны кремний и ион водорода. Изменение химических потенциалов калия, натрия и кальция связано с изменением химического потенциала H^+ функциональной зависимостью. Температура, давление и химические потенциалы воды и углекислоты — постоянные величины. При этих условиях парагенетическая диаграмма минеральных ассоциаций карбонатитов представляет собой мультисистему, включающую 21 нонвариантную точку, каждая из которых отвечает пятиминеральным парагенезисам (+кальцит и апатит). Из этих точек на диаграмме (фиг. 17) изображены только две нонвариантные точки, характеризующие две пяти-

минеральные ассоциации, изредка наблюдаемые в метасоматитах I стадии. Расчет реакций равновесия в исследуемой системе произведен, исходя из того, что преобладающей формой кальция, натрия и калия в растворе является ионная, поскольку их окислы представляют собой сильные основания с достаточно большой константой диссоциации даже при высоких температурах. Преобладающая форма углекислоты и кремния в растворе — молекулярная, поэтому в расчеты реакций они условно вводятся в форме окислов. Реакции рассчитаны при условии постоянства объема. Составы минералов и их молекулярные объемы, принятые при расчете реакций, приведены в табл. 15. В этой таблице отражены следующие особенности состава слюд и пироксенов из разных парагенетических ассоциаций:

1) в парагенезисах метасоматитов, не содержащих калиевого полевого шпата, состав пироксена постоянный, железистость $f = 40\%$ (пироксен 1);

2) в парагенезисах, включающих калиевый полевой шпат железистость пироксена меняется от $f = 40\%$ до $f > 40\%$ (пироксен 2);

3) в ассоциации с пироксеном, меняющим свой состав, наблюдается слюда с постоянным содержанием алюминия и переменной железистостью (слюда 4): железистость слюды возрастает по мере возрастания железистости пироксена, причем одновременно с повышением железистости минералов уменьшается отношение $f_{сл} : f + Пр$;

4) в парагенезисах, не содержащих полевого шпата, в ассоциации с пироксеном постоянного состава присутствуют слюды двух типов: в силикатных метасоматитах и непосредственно на контакте карбонатитов и силикатных метасоматитов наблюдаются слюды с постоянным содержанием магния, но с различным соотношением алюминия и железа (слюда 1), в зоне карбонатитов с пироксеном и магнетитом в слюдах меняются соотношения магния, алюминия и железа (слюда 2);

5) во внутренней форстеритовой зоне карбонатитов слюды также варьируют по соотношению магния, железа и алюминия, но в других

Таблица 15

Состав и молекулярный объем минералов карбонатитов I стадии и сопряженных с ними силикатных метасоматитов, принятые при расчете реакций

Минерал	Формула	Молекулярный объем $см^3/г \cdot моль$
Калиевый полевой шпат	$KAlSi_3O_8$	108
Нефелин	$NaAlSiO_4$	54,5
Шорломит	$Ca_{2,7}Mg_{0,2}Fe_{1,4}Al_{0,4}Ti_{0,5}Si_{2,8}$	136
Магнетит	Fe_3O_4	43,8
Пироксен	$CaMg_{0,6}Fe_{0,4}Si_2O_6$	66
	$Ca_{1-n}Na_nMg_{0,6-n}Fe_{0,4+n}Si_2O_6$	66
Слюда	$KMg_{1,8}Fe_mAl_{1,2-m}[Al_{1,2}Si_{2,8}O_{10}](OH, O)_2$ $m=0,6—1,2$	150
	$KMg_{1,8+l}Fe_mAl_{1,2-m-l}[Al_{1,2}Si_{2,8}O_{10}](OH, O)_{2m=0,4—1,2}^{l=0,0—0,4}$	150
	$KMg_{1,8+l}Fe_mAl_{1,2-m-l}[Al_{1,2}Si_{2,8}O_{10}](OH, O)_{2m=0,4—0,6}^{l=0,4—0,6}$	150
	$KMg_{1,8-n}Fe_{1,2+n}[Al_{1,2}Si_{2,8}O_{10}](OH, O)_2$ $n_{сл}=n_{пир}$	150
Форстерит	$Mg_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4$	44,5
Кальцит	$CaCO_3$	37

Таблица 16

Реакции четырехминеральных равновесий в присутствии вполне подвижного избыточного кальцита. I стадия

Пучок	Линия	Уравнение равновесия	$\Delta H+$	ΔSiO_2
[Гр, Ф]	(П, Мт, Сл)	$КПШ \rightleftarrows He + 1{,}5\ Ka$	3	2
	(Не)	$(3{,}6—6\ n)\ КПШ + (9—5\ n)\ Пир \rightleftarrows \rightleftarrows (3—5n)Сл + 3{,}7n\ Мт + (14{,}6—11{,}4n)Ka$	$10{,}6—11{,}8\ n$	$20{,}2—14\ n$
	(КПШ)	$(3{,}6—6n)He + (9—5n)Пир \rightleftarrows (3—5n)Сл + +3{,}7n\ Мт + (9{,}2—2{,}4n)Ka$	$0{,}2—6{,}2\ n$	$13{,}2—2\ n$
]КПШ, Ф]	(Сл)	$3{,}6\ He + 3\ Пир + 3{,}8\ Мт + 18\ Ka \rightleftarrows 9\ Гр$	3	—15,6
	(Мт)	$(10{,}56—5\ m)\ He + (12{,}6—m)\ Пир \rightleftarrows \rightleftarrows (3{,}6—3m)Гр + 3{,}8Сл + (9{,}4+1{,}9m)Ka$	$6{,}28—5{,}4\ m$	$15+1{,}4\ m$
	(Гр)	$(7{,}2—3\ m)\ He + 9\ Пир \rightleftarrows 3\ Сл + +(1{,}2—m)\ Мт + (13{,}1—3{,}2\ m)Ka$	$4—3{,}4\ m$	$16{,}8—3\ m$
	(Не)	$(18—7{,}5m)Гр + 3(3+2{,}5\ m)Пир \rightleftarrows 3\ Сл + +(8{,}8—4{,}2\ m)Мт + (49—18{,}2\ m)\ Ka$	$-2{,}2—0{,}9\ m$	$48—16\ m$
	(П)	$(3{,}6+3\ m)\ He + 3\ Сл + (12{,}6+\ m)\ Мт + +(67{,}1+3{,}2\ m)Ka \rightleftarrows 27\ Гр$	$5+3{,}4\ m$	$3\ m—63{,}6$

пределах (слюда 3). Эти изменения в составах слюд и пироксенов учтены при построении парагенетической диаграммы и расчетах реакций (фиг. 17, табл. 16).

На парагенетической диаграмме (см. фиг. 17) отчетливо видно, что переход от внутренних форстеритовых зон карбонатитов к внешним пироксеновым и далее к зонам силикатных метасоматитов происходит в условиях нарастания химического потенциала кремния. Изменение состава слюд показывает, что одновременно с изменением активности кремния от зоны к зоне меняется щелочность системы, снижаясь от центра тел к периферии. Степень изменения щелочности при этом зависит от состава исходных пород. Изменение состава минеральных парагенезисов в силикатных метасоматитах показывает, что породы этой зоны образуются в условиях близких значений химического потенциала кремния, но при резко различной щелочности. Щелочность возрастает от метасоматитов по нефелиновым сиенитам (полевошпатовые парагенезисы) к метасоматитам по нефелин-пироксеновым породам и далее к метасоматитам по перекристаллизованным пироксенитам.

Характер изменения слюд в зонах карбонатитов, развивающихся по пироксеновым породам (снижение содержания алюминия и повышение содержания магния при незначительном изменении содержаний железа), показывает, что в этом случае смена внешних зон внутренними происходит главным образом за счет снижения активности кремния с незначительным увеличением щелочности. Это позволяет предположить, что щелочность исходных карбонатитообразующих растворов в I стадию была близка к щелочности пироксеновых пород, хотя и несколько выше. В слюдах из карбонатитов, заместивших нефелин-пироксеновые породы, от периферии к центру тел происходит снижение содержаний железа и увеличение содержаний магния при постоянном или несколько возрастающем количестве алюминия. Это свидетельствует о том, что в этом случае от периферии к центру не только уменьшается химический потенциал кремния, но возрастает и щелочность, причем ее наибольшее возрастание наблюдается тогда, когда исходными породами служат ийолит-уртиты с магматическими структурами. Таким образом, в зави-

симости от состава исходных пород во внешних частях карбонатитовых тел выделяются фации по исходным породам, которые во многих случаях являются одновременно и фациями различной щелочности. Фациальные зоны карбонатитовой колонки (форстеритовые и пироксеновые карбонатиты и силикатные метасоматиты) — прежде всего фации различной кремнекислотности. Формирование внутренних зон в телах, развившихся по различным породам, видимо, происходит в условиях близких значений щелочности. Щелочность системы во внешних частях карбонатитовых тел в значительной степени определяется составом исходных пород. В связи с этим иногда различные фациальные зоны карбонатитовой колонки образуются в условиях разной щелочности и часто являются не только фациями различной кремнекислотности, но и фациями различной щелочности.

Состав исходных пород в значительной степени определяет соотношение инертных компонентов в метасоматитах. Поэтому типичный карбонатитовый парагенезис слюда + магнетит + пироксен + кальцит развивается, как правило, по сравнительно меланократовым породам: пироксеновым, нефелин-пироксеновым (ийолитового и мельтейгитового состава), а также по полевошпатизированным разностям этих пород. По-сиенитам, содержащим значительно меньше темноцветных минералов, часто наблюдается развитие парагенезиса полевой шпат + магнетит + слюда + кальцит. В этом случае в реакцию пироксен + калиевый полевой шпат ⇄ слюда + магнетит вовлекается значительно меньший объем породы и общий объем ее изменяется в значительно меньшей степени. В результате в породе отлагается относительно небольшое количество кальцита, и образующаяся порода обычно документируется и картируется как карбонатизированный и ослюденелый сиенит, а не как карбонатит, несмотря на то, что, по существу, карбонатиты и эти породы являются образованиями одной метасоматической зоны.

Анализ парагенетической диаграммы позволяет объяснить отмеченную выше большую устойчивость к карбонатизации и других полевошпатовых пород по сравнению с нефелин-пироксеновыми. На диаграмме видно, что исчезновение полевого шпата из парагенезисов в результате реакции полевой шпат + пироксен ⇄ слюда + магнетит происходит при более низком химическом потенциале кремния, чем исчезновение нефелина. Это означает, что в тех условиях, когда нефелин уже неустойчив, и нефелиновый метасоматит сменяется типичным слюдяно-пироксеновым карбонатитом, полевошпатовый метасоматит может сохранить свою устойчивость. Отмеченные закономерности и приводят к тому, что среди карбонатитов, развившихся по нефелин-пироксеновым породам, располагаются блоки полевошпатовых метасоматитов, иногда наследующие контуры образований, первоначально содержавших полевой шпат.

Несмотря на то что, судя по диаграмме, с повышением щелочности кальцитсодержащие нефелин-пироксеновые породы с магнетитом могут сменяться гранатсодержащими нефелин-пироксеновыми породами, в природных парагенезисах карбонатитов и сопряженных с ними силикатных метасоматитов шорломит появляется только в том случае, если он имеется в исходных породах. Поскольку в гранате присутствует главным образом трехвалентное железо (см. табл. 13), гранатсодержащие парагенезисы отличаются резко повышенным отношением $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ и, следовательно, могут формироваться только в условиях сравнительно высоких значений окислительного потенциала. Сравнение значений $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ в карбонатитах из последовательных зон тел I стадии и в исходных породах показывает, что по степени окисления железа карбонатиты, не содержащие шорломит, и исходные безшорломитовые нефелин-пироксеновые породы близки между собой. Среднее значение $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ нефелин-пироксеновых пород 1,23—1,26, близкие к этим значения этого

отношения отмечаются и в карбонатитах из последовательных зон $Fe^{3+}:Fe^{2+}=1{,}28$ в пироксеновой, 1,32— в форстеритовой, и 1,2— во флогопитовой зонах. Это свидетельствует о том, что по величине окислительного потенциала исходный карбонатитообразующий раствор не отличался от нефелин-пироксеновых пород.

Нефелин-пироксеновые породы с шорломитом характеризуются резко повышенной степенью окисления железа, $Fe^{3+}:Fe^{2+}$ в них достигает 2 и более. В шорломитсодержащих карбонатитах также наблюдается резкое повышение степени окисления железа, $Fe^{3+}:Fe^{2+}$ в них колеблется в зависимости от количественного минерального состава от 1,5 до 2,7. Таким образом, на границе с породами, обладающими высоким окислительным потенциалом, резко повышается окислительный потенциал метасоматитов и, видимо, окислительный потенциал воздействующего раствора. Следовательно, можно говорить о гранатовых и безгранатовых фациях карбонатитов как о фациях окислительного потенциала, по существу также представляющих собой фации по исходным породам.

На основании парагенетического анализа выявляются следующие особенности условий образования карбонатитов I стадии.

1) Карбонатизирующие растворы I стадии характеризовались сравнительно низким химическим потенциалом кремнекислоты и в результате этого обладали способностью растворять силикаты в породах самого различного состава. По мере взаимодействия с силикатными породами растворы насыщались кремнием. Постепенное повышение концентрации и, соответственно, химического потенциала кремния в растворе послужило причиной появления в карбонатитах ряда фациальных зон, закономерно сменяющих друг друга от центра к периферии тел.

2) Карбонатитообразующие растворы в I стадию обладали высокой щелочностью. Щелочность их была выше щелочности поровых растворов всех силикатных пород, подвергавшихся карбонатному метасоматозу. При взаимодействии с силикатными породами растворы раскислялись. Слабее всего щелочность понижалась при взаимодействии с пироксеновыми породами, степень раскисления усиливалась по мере перехода от пироксеновых пород к нефелин-пироксеновым породам и далее к ийолитам магматического облика и породам, содержащим полевой шпат.

3) Окислительный потенциал поступавших карбонатообразующих растворов был близок к окислительному потенциалу большей части щелочных силикатных пород массива и почти не менялся в процессе образования карбонатитов. Если карбонатизации подвергались породы с повышенным окислительным потенциалом, то в процессе взаимодействия с этими породами повышался и окислительный потенциал растворов.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАРБОНАТИТОВ I СТАДИИ

В карбонатитах I стадии отсутствуют собственные минералы ниобия и редких земель, редкометальная минерализация в них представлена только минералами титана (сфен и перовскит) и циркония (кальциртит и циркон).

Сфен встречен только в силикатных метасоматитах и в пироксеновых карбонатитах, развивающихся по ийолитам и полевошпатовым породам. В разностях, заместивших пироксениты и меланократовые нефелин-пироксеновые породы сфен обычно отсутствует, вместо него появляется перовскит. В карбонатитах сфен наблюдается только в непосредственной близости к границам с силикатными метасоматитами; ближе к осевой части тел сфен быстро исчезает. Следует отметить, что сфен характерен только для тех разновидностей карбонатитов, которые содержат

сравнительно железистые слюды ($f > 35\%$) и особенно для карбонатитов, в которых появляется пиркосен с $f > 40\%$.

В силикатных метасоматитах можно наблюдать замещение сфеном перовскита и шорломита исходных пород, а также развитие сфена вокруг скоплений исходного магнетита, обычно сильно обогащенного титаном. Наблюдается выделение сфена и в процессе ослюденения нефелиновых сиенитов. В силикатных метасоматитах сфен образует скопления неправильной формы и пластинчатые идиоморфные кристаллы. Иногда наблюдаются своеобразные симплектитовые срастания сфена со слюдой, магнетитом и пироксеном. Одновременно с увеличением количества кальцита происходит перекристаллизация сфена с очищением от замутняющих его мельчайших включений (магнетит?). При этом образуются крупные, до 1 *см* в длину, идиоморфные или скелетные, часто сундучные формы. По мере перекристаллизации количество сфена уменьшается и на расстоянии 5—10 *м* от внешней границы карбонатита он исчезает. Только в телах, залегающих среди полевошпатовых пород, сфен прослеживается на большие расстояния в глубь тел. В массиве 1 иногда можно наблюдать, как сфенсодержащие пироксеновые карбонатиты внешних частей тел по мере приближения к центральным частям сменяются перовскитсодержащими форстеритовыми карбонатитами. В силикатных метасоматитах, развивающихся по полевошпатовым породам, в парагенезисе со сфеном часто наблюдается циркон. В карбонатитах I стадии в ассоциации со сфеном цирконневые минералы обычно отсутствуют. В сфене отмечаются пятиокись ниобия (до 1%), двуокись циркония (до 1%) и редкие земли (до 1%). Кроме того, в нем встречены примеси стронция (до 0,02%) и урана (до 0,005%).

Циркон в карбонатитах I стадии, как правило, отсутствует, но достаточно часто встречается в измененных полевошпатовых породах в парагенезисе с кальцитом. Он образует дипирамидальные кристаллы розового цвета; часто наблюдаются скелетные формы.

Если зерна циркона располагаются среди скоплений слюды, то вокруг этих зерен наблюдаются темные плеохроичные ореолы. В цирконе отмечено постоянное присутствие гафния (0,7—0,9%) и редких земель (0,1—0,2%).

Перовскит встречается главным образом в карбонатитах. В пироксеновых карбонатитах он присутствует тогда, когда карбонатиты развиваются по пироксенитам или меланократовым нефелин-пироксеновым породам. В форстеритовых карбонатитах I стадии перовскит встречается почти повсеместно. При переходе к слюдяным и мономинеральным кальцитовым карбонатитам внутренних частей тел он обычно исчезает. Перовскит образует кристаллы кубического или октаэдрического габитуса, иногда скелетные или сундучные формы. Часто в нем наблюдается простое двойникование по флюоритовому закону и тонкие полисинтетические двойники по (001) и (110). Цвет минерала черный или серочерный, блеск металловидный. По данным Т. Б. Здорик, удельный вес перовскита из карбонатитов I стадии массива 3 равен 4,17, показатель преломления $N = 2{,}37$ (Гайдукова, Здорик, 1962). В перовските отмечены пятиокись ниобия (1,62—6%), трехокись редких земель (до 7,12) и окись циркония (до 6%). Кроме того, в нем постоянно присутствуют торий (до 1,2% ThO_2), тантал (до 1% Ta_2O_5) и уран (до 0,07%). Количество натрия в перовските достигает 3% Na_2O (табл. 17).

В массиве 3 перовскит пироксеновых карбонатитов характеризуется широкими колебаниями в содержании ниобия, урана и тория. Отличительной особенностью такого перовскита является повышенная величина ниобий-танталового отношения ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 9{,}5$) и уран-ториевого отношения ($U_3O_8 : ThO_2 = 0{,}17$). Перовскит из форстеритовых карбонатитов характеризуется несколько более высоким содержанием танта-

Таблица 17

Содержание элементов-примесей в перовскитах из карбонатитов I стадии, %

Минерал	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Na_2O	ZrO_2	U_3O_8	ThO_2	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	$\frac{U_3O_8}{ThO_2}$
1	1,28	0,104	0,72	Не опр.	Не опр.	Не опр.	12,3	
2	2,12	0,145	Не опр.	0,30	0,055	0,14	15	0,32
3	3,84	0,36	То же	0,317	0,052	0,44	10,7	0,12
4	3,8	0,45	» »	0,304	0,054	0,44	8,5	0,12
5	4,18	0,51	» »	0,94	0,052	0,37	8,2	0,14
6	5,3	0,44	0,87	Не опр.	Не опр.	Не опр.	12,0	
7	6,04	0,74	Не опр.	6,14	0,036	0,55	8,1	0,12
8	5,8	0,73	1,2	0,83	0,047	0,256	8,0	0,18
9	4,75	0,61	2,44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,8	—
10	5,72	0,95	1,89	0,11	То же	0,69	6,0	—
11	4,5	0,54	1,13	Не опр.	» »	Не опр.	8,3	—
12	3,14	0,33	0,8	То же	» »	0,86	8,3	—
13	3,85	0,50	Не опр.	0,45	0,055	1,01	7,7	0,05
14	5,8	0,77	1,25	1,25	0,33	0,55	7,5	0,06
15	3,64	0,51	Не опр.	0,38	0,025	0,81	7,1	0,03
16	5,3	0,72	1,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,4	—
17	3,5	0,47	Не опр.	0,43	0,02	0,48	7,6	0,04
18	3,95	0,56	То же	0,51	0,057	1,11	7	0,05
19	4,43	0,735	» »	0,71	0,051	0,063	6,1	0,11
20	3,7	0,57	» »	1,85	0,043	0,62	6,5	0,07
21	2,9	0,48	2,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,0	—
22	3,88	0,67	Не опр.	1,31	0,04	0,36	5,8	0,11
23	2,84	0,55	2,75	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,2	—
24	5,44	1,07	Не опр.	0,521	0,057	0,6	5,00	0,10
25	2,27	0,49	То же	0,23	0,021	0,59	4,6	0,04
26	2,54	0,31	» »	0,85	0,036	0,07	8,2	0,50
27	2,6	0,21	» »	0,83	0,075	0,21	10,2	0,57
28	2,75	0,29	» »	0,65	0,021	0,044	9,5	0,50
29	1,99	0,43	» »	2,61	0,041	0,20	4,7	0,2
30	1,76	0,33	» »	0,51	0,017	0,15	5,3	0,15
31	1,62	0,39	» »	0,71	0,027	0,16	4,2	0,15

Массив 3: 1—10—перовскит из пироксеновых карбонатитов; 11—25—перовскит из форстеритовых карбонатитов. Массив 1: 26—28—перовскит из форстеритовых карбонатитов на границе с пироксеновыми карбонатитами; 29—31—перовскит из форстеритовых карбонатитов на границе со слюдяными. Анализы образцов 10, 12, 23—выполнены в лаборатории ВИМСа (Гайдукова, Здорик, 1962); анализы образцов 1, 6, 9, 16, 21 выполнены химическим методом в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Раззожаева Э. А; анализы образцов 2—5, 7, 8, 11, 13—15, 17—20, 22, 24—31 выполнены в рентгеноспектральной лаборатории.

ла и тория, ниобий-танталовое отношение в нем снижается до 6,7, а уран-ториевое — до 0,06 (см. табл. 17). В массиве I наблюдается закономерное изменение состава перовскита в пределах форстеритовой зоны. Вблизи наружной границы форстеритовой зоны (вдоль контакта с пироксеновыми карбонатитами) перовскит характеризуется сравнительно высоким значением ниобий-танталового и уран-ториевого отношений ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 9,3$, $U_3O_8 : ThO_2 = 0,46$). Вдоль внутренней границы фостеритовой зоны (вблизи флогопитовых карбонатитов) в перовскитах уменьшаются как ниобий-танталовое (до 4,7), так и уран-ториевое (до 0,15) отношения. Одновременно наблюдается уменьшение содержания ниобия от 2,5—2,75 до 1,6—1,9% Nb_2O_5 и возрастание количества тантала от 0,27 до 0,38 Ta_2O_5 (см. табл. 17).

Таким образом, и в том, и в другом массиве по мере продвижения от периферических частей тел к осевым отмечается изменение соотношений элементов-примесей в перовските: возрастат количество тантала по отношению к ниобию и содержание тория по отношению к урану.

Кальциртит открыт и детально описан Т. Б. Здорик, Г. В. Сидоренко, А. В. Быковой (1961) в 1961 г. при изучении форстеритовых карбонатитов I стадии массива 3. Как в массиве 3, так и массиве 1 кальциртит встречается только во внутренних частях карбонатитовых тел I стадии — в форстеритовых и флогопитовых карбонатитах, реже — в мономинеральных кальцитовых. По данным этих авторов, кальциртит — тетрагональный, призматический, дипирамидальный; часто наблюдаются крестообразные двойники и более сложные закономерные срастания призматических индивидов, ориентированные таким образом, что сросток в целом сохраняет тетрагональную сингонию. Параметры элементарной ячейки кальциртита $a_0=15{,}30$ *kX*, $c_0=10{,}20$ *kX*. Цвет минерала темный, бурый; блеск полуметаллический, на гранях алмазный; черта бурая. Твердость 6—7 по шкале Мосса, удельный вес 5,01, диэлектрическая постоянная 5,03. Оптически одноосный, положительный, $2{,}36 > Ne > 2{,}30$; $2{,}27 > No > 2{,}19$; $Ne - No = 0{,}07—0{,}08$. Отражательная способность $R_e=16{,}4$; $R_o=15{,}0$; $\Delta R=9\%$ (Здорик и др., 1961). Т. Б. Здорик приводит анализы кальциртита из массива 3 (табл. 18).

Таблица 18

Химический состав кальциртита

Компоненты	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3	4
CaO	11,26	11,17	12,62	14,08	Ta_2O_5	Не обн.	Не обн.	1,01	0,38
TiO_2	16,04	11,49	15,80	14,35	MgO	—	—	—	0,13
Nb_2O_5	0,10	Не обн.	2,40	2,14	MnO	—	—	—	0,59
ZrO_2	70,56	75,68	61,63	63,15	Na_2O	—	—	0,35	—
Fe_2O_3	1,64	1,05	1,39	1,22	K_2O	—	—	0,20	—
SiO_2	0,41	0,29	2,93	2,83	H_2O^+	—	—	—	0,72
HfO_2	0,44	—	0,44	—	Сумма	100,8	99,68	98,77	99,59

1, 2, 3—кальциртит из массива 3, по материалам Т. Б. Здорик; 4—кальциртит из массива 1, по материалам Ю. А. Багдасарова и А. А. Фролова.

По ее мнению состав кальциртита соответствует формуле $CaZr_3TiO_9$; Ю. А. Пятенко (Пятенко, Пудовкина, 1961) считает, что формула кальциртита $Ca(Ca, Zr)_2Zr_4(Ti, Fe)_2O_{16}$.

Суммируя материал по распределению минералов титана и циркония в карбонатитах I стадии, следует отметить следующее:

1) Циркон появляется только в фациях низкой щелочности и наиболее высокой кремнекислотности.

2) Сфен также характерен для фаций низкой щелочности и высокой кремнекислотности, но по сравнению с цирконом диапазон его устойчивости расширен: границы устойчивости смещены в сторону большей щелочности и меньшей кремнекислотности.

3) Перовскит присутствует только в фациях высокой щелочности независимо от активности кремнекислоты.

4) Кальциртит наблюдается только в фациях максимальной щелочности и минимальной кремнекислотности. По сравнению с перовскитом поле устойчивости кальциртита сужено: граница его устойчивости смещена в сторону большей щелочности. Вероятно, при этом кремнекис-

лотность не играет никакой роли; просто в данном случае фации максимальной щелочности и минимальной кремнекислотности совпадают.

5) В парагенезисе отмечены только сфен + циркон и перовскит + + кальциртит.

6) Сфен сменяется перовскитом как в пределах одной зоны при переходе от фаций менее щелочных к фациям более щелочным, так и при переходе от внешней зоны к внутренней — т. е. при снижении активности кремнекислоты и одновременном возрастании щелочности. Вероятно, на равновесие сфен⇄перовскит действуют оба эти фактора, что видно из уравнения реакции

$$\frac{CaTiSiO_5}{56_{об.ед.}} \rightleftarrows \frac{CaTiO_3}{33_{об.ед.}} + \frac{0{,}6CaCO_3}{22_{об.ед.}} + SiO_2 + 1{,}2H^+ - 0{,}6Ca^{2+} - 0{,}6CO_2 - 0{,}6H_2O.$$

7) В карбонатитах не наблюдается равновесных переходов циркон ⇄ ⇄ кальциртит. Между парагенезисами, включающими циркон, и парагенезисами с кальциртитом располагаются парагенетические ассоциации, не содержащие цирконневых минералов. Для цирконневых минералов характерна та же тенденция, что и для титановых: уменьшение активности кремнекислоты и увеличение щелочности приводит к исчезновению цирконосиликата и к появлению цирконата. Но в этом случае циркон при снижении активности кремния, видимо, становится неустойчив раньше, чем увеличение щелочности создает условия для появления кальциртита.

Глава 2

КАРБОНАТИТЫ II СТАДИИ

Карбонатиты II стадии развиты в массивах 1 и 3. Кроме того, с карбонатитами II стадии по многим признакам параллелизуются ранние карбонатиты массива 2.

В массиве 1 карбонатиты II стадии слагают ряд тел в силикатных породах, а также крупные зоны среди карбонатитов I стадии в ядре массива. Большинство таких зон подверглось интенсивной переработке в более поздние периоды карбонатитообразования. В связи с этим на схеме геологического строения массив (см. фиг. 1) среди поздних карбонатитов показан только ряд участков, где наиболее отчетливо сохранились реликты карбонатитов II стадии. Детальное геологическое изучение поздних карбонатитов позволяет предполагать гораздо более широкое развитие карбонатитов II стадии в пределах площади, занятой поздними образованиями, чем показано на схеме. У геологов, изучавших массив 1, до настоящего времени нет четкого представления о характере структур, контролировавших развитие карбонатитов II стадии. А. А. Фролов считает, что в пределах кольцевой зоны и по периферии ядра развитие карбонатитов II стадии контролировалось главным образом кольцевыми структурами, унаследованными от более ранних образований, но следует отметить, что тела карбонатитов II стадии во многих участках имеют секущее положение по отношению к контактам и зональности карбонатитов I стадии и по простиранию часто переходят из одних пород в другие.

Поля карбонатитов II стадии, расположенные среди карбонатитов I стадии, как правило, имеют сложное строение. Некоторые из них в центральной части представляют собой крупные сплошные тела мощностью до 200 *м* и более, окруженные по периферии штокверковой зоной гнездово-прожилкового развития карбонатитов II стадии в карбонатитах I стадии. Другие поля не имеют сплошной центральной части, а включают систему мелких сближенных тел, окруженных и как бы объединенных широким штокверковым ореолом. Если, во-первых, учесть, что крупные сплошные тела в участках выклинивания по простиранию также превращаются в системы мелких тел, постепенно переходящих в штокверк, и если, во-вторых, сравнить минеральный состав и структурные особенности карбонатитов разных полей, то есть достаточно оснований предположить, что поля обоих типов представляют собой просто разные уровни горизонтальных сечений карбонатитовых тел II стадии. Первые соответствуют сечениям в срединной части тел, а вторые — сечениям в участках их выклинивания по падению.

В массиве 3 карбонатиты II стадии слагают около 50% всей площади массива. Кроме того, геологические наблюдения дают основания считать, что значительная часть площади развития поздних образований так же, как и в массиве 1, была занята карбонатитами II стадии. Среди

карбонатитов II стадии здесь выделяются две группы разновидностей, которые отличаются минеральным составом и формой тел и контролируются разновременными структурами. Это дало основание геологам, изучавшим массив, выделить среди этих образований карбонатиты двух подстадий.

II[а] *подстадия*—широкие поля почти сплошного развития карбонатитов, большей частью унаследовавших структурный план карбонатитов I стадии. Только в отдельных участках в центральной и южной частях массива распределение мелких реликтов силикатных пород и ранних карбонатитов позволяет предположить секущее положение зон карбонатитов II[а] подстадии по отношению к контактам и зональности карбонатитов I стадии.

II[б] *подстадия* — линзовидные тела, расположенные преимущественно вдоль западного контакта массива. Мощность тел — до 70 *м*, протяженность — до 500 *м*. Эти тела только в общем согласные общей кольцевой структуре массива; они отчетливо кососекущие по отношению к границам и зональности как карбонатитов I стадии, так и карбонатитов II[а] подстадии.

В массиве 2 ранние кальцитовые карбонатиты и сопряженные с ними силикатные метасоматиты слагают около 30% всей площади массива и, по-видимому, были развиты на большей части площади, занятой в настоящее время более поздними образованиями. Кальцитовые карбонатиты образуют здесь зоны и линзообразные тела, вытянутые согласно общему простиранию массива. Их развитие контролируется тектоническими нарушениями северо-западного простирания.

Взаимоотношения карбонатитов II стадии с более ранними образованиями говорят о том, что карбонатиты II стадии массивов 1 и 3 сформировались главным образом путем замещения карбонатитов I стадии, и в значительно меньшей степени — силикатных пород преимущественно нефелин-пироксенового и пироксенового состава. В массиве 2 наиболее крупные тела ранних кальцитовых карбонатитов прослеживаются вдоль юго-западного контакта массива, где они замещают апосланцевые фениты и нефелиновые сиениты, реже сланцы и кварцевые песчаники. Вдоль северо-восточного контакта массива, в юго-западной и северо-западной его частях карбонатиты развиваются преимущественно по нефелиновым (апоийолитовым) фенитам и нефелин-пироксеновым породам, изредка — по пироксенитам. В целом в массиве преобладают карбонатиты, заместившие апосланцевые фениты, меньше развиты карбонатиты по нефелинсодержащим породам, незначительное развитие получило замещение метаморфических вмещающих пород.

В силикатных породах на контакте с карбонатитами II стадии кроме кальцитизации, апатитизации и ослюденения интенсивно развиваются канкринитизация нефелина и альбитизация калиевого полевого шпата. В отличие от образований I стадии, во II стадию канкринитизация нефелина идет фронтом перед карбонатизацией, так что к моменту появления кальцита нефелин, как правило, канкринитизирован уже нацело и по мере усиления карбонатизации происходит перекристаллизация канкринита с укрупнением его зерен. Альбитизация также развивается на фронте карбонатизации, и карбонатиты всегда отделены от замещаемых нефелиновых сиенитов и фенитов зоной существенно альбитовых пород. Если в карбонатитах встречается реликтовый калиевый полевой шпат, он всегда окружен оторочкой альбита. В массиве 1 во II стадию иногда наблюдается не канкринитизация нефелина ийолитов, а превращение его в агрегат серицита и альбита. По мере усиления процесса на месте нефелина образуются скопления чешуйчатого мусковита, разобщенные выделениями альбита. Постепенно мусковит (и одновременно пироксен) замещается флогопитом и порода превращается в альбит-флогопит-пи-



Фиг. 18. Реликты авгит-диопсида (темное) в диопсиде (светлое), карбонатиты II стадии. Увел. 20, без анализатора •

роксеновый агрегат, полностью утрачивая свою первоначальную структуру. В результате всех этих преобразований на границе карбонатитов II стадии с нефелиновыми и полевошпатовыми породами и сланцами возникают зоны силикатных метасоматитов, по минеральному составу существенно отличающихся от исходных пород. Наибольшую роль среди метасоматитов играют безальбитовые канкринитовые породы и альбититы.

Канкринитовые породы образуются при замещении нефелин-пироксеновых пород и ийолитов. В их состав кроме канкринита входят слюда, пироксен, магнетит, апатит и кальцит.

В массиве 1 пироксен канкринитовых пород представлен диопсидом. Одновременно с канкринитизацией нефелина происходит диопсидизация исходного пироксена. При этом образуются короткопризматические зерна, периферическая часть которых сложена диопсидом, а в центральном ядре наблюдается пироксен, по свойствам аналогичный пироксену исходной породы (фиг. 18). Границы между диопсидом и пироксеном ядра могут быть как резкие, так и постепенные. Диопсид канкринитовых пород отличается от диопсида карбонатитов II стадии только характерным пятнистым угасанием. Слюда представлена флогопитом, железистость которого варьирует в пределах $f=20—35\%$.

В массиве 2 пироксен канкринитовых пород — эгирин-диопсид, содержащий значительное количество глинозема (табл. 19, обр. 5 и 6). Он плеохроирует от травяно-зеленого по Np до желто-зеленого по Ng. Судя по оптическим свойствам ($c:Np$ от —26 до —35°, $2V_{Ng}=69—88°$) пироксен содержит 22—47% эгириновой и 14—24% геденбергитовой составляющих, f пироксена 38—53% (Перчук, 1962). Слюда представлена сравнительно маложелезистым биотитом (f до 46%). В канкринитовых породах, развившихся по шорломитсодержащим ийолитам, иногда присутствует шорломит.

Как правило, в канкринитовых породах наблюдаются пятиминеральные парагенетические ассоциации. Помимо постоянно присутствующих апатита и кальцита для массива 1 наиболее характерен парагенезис *Канкр+Пир+Мт*, реже наблюдается ассоциация *Канкр+Пир+Сл*.

Таблица 19

Химический состав пироксенов и амфиболов из карбонатитов II стадии массивов 1 и 3 и из кальцитовых карбонатитов массива 2

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2		54,00	53,66	53,70	48,24	49,92	49,22	50,58	49,84	50,60	50,45	50,58	51,88	35,90	52,16	52,54
TiO_2		0,39	0,30	0,26	0,94	1,02	1,02	1,22	1,18	1,20	1,21	1,18	1,19	3,34	0,61	0,61
Al_2O_3		0,71	0,73	0,73	4,16	4,82	2,12	2,08	1,95	1,55	1,41	0,76	0,47	14,87	0,84	1,67
Fe_2O_3		3,09	1,51	2,43	5,92	6,78	13,04	22,88	24,13	27,88	26,07	23,82	26,62	4,52	12,09	15,22
FeO		2,32	1,96	1,59	7,30	6,58	4,57	2,50	1,80	0,07	0,96	2,78	1,95	7,92	7,07	5,55
MnO		0,36	0,35	0,42	0,41	0,48	0,44	0,22	—	0,14	0,22	0,20	0,20	—	0,44	0,30
MgO		15,26	16,54	16,35	8,91	8,48	7,35	3,00	3,35	3,12	2,88	3,04	2,44	12,03	11,28	10,80
CaO		22,10	24,12	23,60	20,94	18,63	15,14	6,15	5,13	4,77	4,77	6,60	4,77	13,19	1,70	2,38
K_2O		—	0,30	0,48	0,12	0,18	0,55	0,54	0,53	0,19	0,12	0,14	0,18	2,77	1,81	1,81
Na_2O		1,11	0,83	1,39	2,50	2,97	4,86	10,09	9,99	10,26	9,81	9,72	10,13	2,43	7,76	7,57
П. п. п.		1,04	0,34	0,15	0,68	0,78	1,58	1,13	1,35	1,10	0,90	1,13	1,03	2,63	2,61	2,67
Сумма		100,39	100,63	100,90	100,17	100,74	99,98	100,21	99,36	100,88	99,80	99,95	100,56	99,88	99,37	100,92
Si	1,95	1,99	1,96	1,96	1,86	1,88	1,91	1,93	1,93	1,95	1,99	1,96	1,98	5,56	7,90	7,82
Al_{IV}	0,05	0,01	0,04	0,04	0,14	0,12	0,09	0,07	0,07	0,05	0,01	0,04	0,02	2,44	0,10	0,18
Al_{VI}	0,04	0,02	—	—	0,05	0,09	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	—	—	0,27	0,05	0,13
F^{3-}	0,13	0,07	0,03	0,06	0,17	0,20	0,39	0,68	0,71	0,77	0,73	0,70	0,75	0,52	1,38	0,71
F^{2-}	0,16	0,07	0,07	0,05	0,23	0,21	0,15	0,08	0,05	0,05	0,03	0,09	0,06	1,03	0,89	0,69
Mg	0,67	0,83	0,83	0,88	0,52	0,47	0,42	0,19	0,19	0,18	0,17	0,18	0,16	2,79	2,61	2,40
Ti	0,02	0,81	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,39	0,07	0,07
Ca	0,83	0,92	0,93	0,88	0,82	0,77	0,61	0,25	0,22	0,21	0,21	0,27	0,21	2,13	0,29	0,39
Na	0,14	0,08	0,06	0,10	0,18	0,22	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	—	0,01	0,53	0,35	0,34
K	0,01	—	0,01	0,02	—	0,01	0,37	0,73	0,76	0,78	0,78	0,73	0,78	0,73	2,29	2,17

Массив 3: 1 — эгирин-диопсид из контакта карбонатитов IIа подстадии с ийолитом; 2 — диопсид из диопсидового карбонатита IIа подстадии на контакте с внутренней форстеритовой зоной. *Массив* 1: 3, 4 — диопсиды из диопсидовых карбонатитов: 3 — из контакта с пироксеновым карбонатитом I стадии, 4 — из контакта с нефелин-пироксеновой породой. *Массив* 2: 5, 6 — эгирин-диопсиды из канкринитовых метасоматитов: 5 — из контакта с ийолитами, 6 — из контакта с карбонатитами; 7 — эгирин-диопсид из пироксенового карбонатита; 8—13 — диопсид-эгирин из пироксеновых карбонатитов: 8 — из осевой части тел, развившихся по нефелиновым сиенитам, 9—11 — из краевой части тел, развившихся по апосланцевым фенитам; 12, 13 — из осевой части тел, развившихся по апосланцевым фенитам; 14 — катафорит из карбонатитов на контакте с пироксенитом; 15, 16 — магнезиоарфведсониты из ранних кальцитовых карбонатитов: 15 — из карбонатитов по фенитам, 16 — из карбонатитов по сланцам.

1 — по материалам Е. М. Эпштейна и Е. Н. Нечаевой; анализы образцов 2—16 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

В массиве 2 шире распространены канкринит-биотит-пироксеновые парагенезисы; магнетит-пироксеновые канкринитовые породы встречаются реже. Канкринитовые породы наследуют структурные и текстурные особенности исходных пород: за счет такситовых нефелин-пироксеновых пород образуются канкринитовые породы с такситовой структурой, массивные текстуры характерны для апоийолитовых метасоматитов. Размер зерен метасоматитов также в значительной степени определяется характером зернистости исходных пород.

Альбититы образуются за счет полевошпатовых пород (нефелиновых сиенитов и фенитов) и сланцев. Среди них выделяются три разновидности: канкринитовые альбититы, альбититы и кварцсодержащие альбититы.

Канкринитовые альбититы развиваются по нефелин-полевошпатовым породам — нефелиновым фенитам и нефелиновым сиенитам. Обычно при их образовании нефелин исходных пород псевдоморфно замещается канкринитом, а калиевый полевой шпат — альбитом, так что количество альбита и канкринита в метасоматитах определяется минеральным составом исходной породы.

По нефелин-пироксеновым фенитам развиваются канкринитовые альбититы с пироксеном, по нефелин-биотитовым — с биотитом. Канкринитовые альбититы, развившиеся по нефелиновым фенитам, обычно наследуют массивную текстуру и крупнозернистую пойкилитовую структуру последних. Они содержат до 10% кальцита и до 30% темноцветных минералов. Пироксен в них представлен эгирин-диопсидом. Судя по оптическим свойствам ($c:Np$ от —14° до —27°, $2V$ от +77 до —86°), минальный состав пироксена *Эг*+*Жад*=35—54%, *Ди*—34—48%; *Гед* — 12—18%, f=42—62% (Перчук, 1962). Железистость биотита (по результатам пересчета химических анализов пород) равна 44—50%.

При замещении нефелиновых сиенитов образуются канкринитовые альбититы, наследующие мелкозернистую структуру и трахитоидное строение исходных пород. Темноцветные минералы в них обладают линейно-плоскостной ориентировкой, часто наблюдаются ориентированные «вкрапленники» альбита — псевдоморфозы альбита по вкрапленникам калиевого полевого шпата нефелиновых сиенитов. Канкринитовые альбититы по нефелиновым сиенитам содержат до 5% кальцита и до 10% темноцветных минералов, альбита в них значительно больше, чем канкринита (до 80% породы). Наиболее характерный темноцветный минерал таких канкринитовых альбититов — биотит (f до 46%). Только за счет эндоконтактовых биотит-пироксеновых нефелиновых сиенитов образуются канкринитовые альбититы с диопсид-эгирином (f до 60%).

Обычно в канкринитовых альбититах присутствуют пятиминеральные парагенезисы: апатит+кальцит+канкринит+альбит+темноцветный минерал (биотит или пироксен); по направлению к карбонатиту канкринит в породах часто исчезает, а количество кальцита увеличивается до 15%. При этом несколько увеличивается железистость биотита (до 48%) и содержание эгириновой составляющей в пироксене, который, судя по оптическим свойствам ($c:Np$ от —6 до —11°, $2V_{Np}$=75—85°), имеет минальный состав *Эг* 56—66%, *Ди* — 26—34%, *Гед* 8—10% и общую железистость f=62—74%.

Альбититы образуются главным образом при замещении апосланцевых фенитов. В зависимости от структур и текстур фенитов возникают либо мелкозернистые полосчатые альбититы с лепидогранобластовой структурой, либо массивные крупнозернистые альбититы с пойкилитовой микроструктурой. Альбититы содержат до 3% кальцита и до 15% темноцветных минералов: пироксена, биотита, амфибола и магнетита. Обычно в альбититах одновременно присутствуют два темноцветных минерала. Наиболее распространены биотит-пироксеновые альбититы, реже

встречаются амфибол-пироксеновые и магнетит-пироксеновые. Очень редки альбититы без пироксена — амфибол-биотитовые или магнетит-амфиболовые.

Пироксен альбититов — эгирин, минальный состав которого, судя по оптическим свойствам ($c:Np$ от —2 до —5,2, $V_{Np}=61$—$70°$): *Эг* — 73—80%, *Ди* — 18—21%, *Гед* — 2—8%, общая железистость — 78—82%. Железистость биотита — 55—60%. Амфибол представлен магнезиоарфведсонитом с характерной схемой плеохроизма: светло-синий до зеленовато-синего по *Np*, сиреневый по *Nm*, светло-желтый по *Ng*. Угол $c:Np$ равен 38—45°. Магнетит присутствует только в породах, не содержащих биотит. На границах биотит- и магнетитсодержащих альбититов наблюдается замещение магнетита биотитом с одновременным уменьшением количества альбита — лейкократовые магнетитсодержащие альбититы сменяются более меланократовыми биотитовыми.

Кварцсодержащие альбититы пользуются незначительным распространением и развиваются по кварцсодержащим фенитам и сланцам. Кроме апатита, кальцита, кварца и альбита эти породы содержат один из темноцветных минералов — эгирин, амфибол или биотит. Если в сланцах встречаются участки, обедненные кварцем, кварцевые альбититы сменяются безкварцевыми альбититами с двумя темноцветными минералами. Кварцевые альбититы обычно наследуют тонкополосчатое мелкозернистое строение и лепидогранобластовую микроструктуру исходных пород и содержат до 3% кальцита. Пироксен, амфибол и биотит распространены в одинаковой степени, магнетит встречается реже. Судя по оптическим свойствам ($c:Np$ от —2 до +3°, $2V_{Np}=60°$), пироксен содержит до 88% эгириновой и 2—5% геденбергитовой составляющих, его общая железистость 86—92%. Железистость биотитов варьирует от $f=66$—74% для апофенитовых альбититов до $f\geqslant 78\%$ — для апосланцевых. Амфибол плеохроирует от синего по *Np* до сине-лилового по *Nm* и светло-желтого по *Ng*. Судя по плеохроизму и величине угла угасания ($c:Np=25$—$28°$), это эккерманит-арфведсонит, железистость которого около 60% (Дир и др., 1965). Ближе к карбонатитам в альбититах исчезает кварц и количество кальцита увеличивается до 10—15%. Одновременно до 77—80% уменьшается содержание эгириновой составляющей в пироксене ($c:Np$ от —2 до —3°, $2V_{Np}=60$—$62°$), а также железистость биотита ($f=59$—63%) и амфибола ($c:Np=28$—$33°$, $f=53$—60%).

В массивах 1 и 3, где карбонатиты II стадии располагаются преимущественно среди карбонатитов I стадии и где силикатные метасоматиты, сопряженные с карбонатитами II стадии, получили незначительное развитие, последние картируются как зоны измененных пород, расположенные вокруг карбонатитовых тел. В массиве 2, где силикатные метасоматиты, сопряженные с ранними кальцитовыми карбонатитами развиты широко, целесообразнее границу тел проводить по контакту вмещающих пород и силикатных метасоматитов, рассматривая последние как внешнюю зону тел, внутренние зоны которых сложены карбонатитами. В целом образования, слагающие эти тела, представляют собой щелочно-карбонатные метасоматиты одной стадии. Такое объединение имеет смысл проводить во всех случаях, когда силикатные метасоматиты развиты достаточно широко и представляют собой породы, сложенные преимущественно новообразованными минералами, особенно если метасоматиты развиты шире, чем карбонатиты. Таким образом, ликвидируется необходимось характеризовать генетическую сущность силикатных метасоматитов по отношению к карбонатитам специальными терминами, особенно такими неопределенными, как «околокарбонатитовые» или «предкарбонатитовые», которыми предлагают пользоваться А. В. Лапин (1966) и А. А. Глаголев (1962), изучавшие метасоматиты Ковдорского и других массивов Кольского полуострова.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ II СТАДИИ

По минеральному составу среди карбонатитов II стадии выделяются те же 5 главных разновидностей, что и в карбонатитах I стадии: 1) пироксеновые; 2) форстеритовые; 3) слюдяные; 4) магнетитовые; 5) мономинеральные кальцитовые.

Кроме того, в массиве 2 встречены амфиболсодержащие карбонатиты и карбонатиты с кварцем.

Пироксеновые карбонатиты

Пироксеновые карбонатиты состоят из пироксена (5—20%, в среднем 13%) и слюды (5—30%, в среднем 8%). Кроме того, в них обычно присутствуют апатит и магнетит, иногда вместо магнетита появляется пирротин.

Пироксен по своему составу и свойствам широко варьирует в пироксеновых карбонатитах.

1) В массивах 1 и 3 наибольшим распространением пользуются пироксеновые карбонатиты, в которых пироксен представлен диопсидом. Диопсидовые карбонатиты развиваются по пироксеновым карбонатитам I стадии, а также по пироксеновым и нефелин-пироксеновым породам. В массиве 1 диопсидовые карбонатиты развиваются также по ийолитам. Диопсид образует короткопризматические обычно четко идиоморфные кристаллы, размером от долей миллиметра до 3—5 *см*. Изредка наблюдаются скелетные, обычно сундучные формы диопсида. Он представлен почти безжелезистой разностью (см. табл. 19, обр. 2—4). Цвет диопсида светло-зеленый, иногда желтовато-зеленый.

2) Иногда в пироксеновых карбонатитах пироксен представлен эгирин-диопсидом или диопсид-эгирином. Эгирин-диопсидовые карбонатиты в массиве 3 отмечены Е. М. Эпштейном и Е. Н. Нечаевой среди образований II^а подстадии. По их мнению такие карбонатиты образуются в результате карбонатизации ийолитов, полевошпатовых ийолитов и ювитов. В массиве 1 эгирин-диопсидовые карбонатиты образуются главным образом за счет полевошпатизированных нефелин-пироксеновых пород. Только изредка эгирин-диопсидовые карбонатиты наблюдаются в телах, залегающих среди неизмененных нефелин-пироксеновых пород. Как правило, эти тела приурочены к самым краевым частям массива и располагаются близ контакта с вмещающими породами. В массиве 2 эгирин-диопсидовые разности развиты во внешних частях тел, сформировавшихся путем замещения нефелин-пироксеновых пород и ийолитов. Эгирин-диопсид по форме и размерам зерен не отличается от диопсида из диопсидовых карбонатитов и только изредка образует слегка удлиненные кристаллы. Окраска эгирин-диопсида зеленая или желтовато-зеленая, обычно несколько более темная, чем у диопсида. Эгирин-диопсид содержит от 20 до 40% эгириновой составляющей при очень незначительном содержании двухвалентного железа и алюминия (см. табл. 19, обр. 1, 7).

Диопсид-эгириновые карбонатиты во всех массивах образуются по нефелиновым и щелочным сиенитам. В массиве 2 диопсид-эгириновые разности развиваются также по сланцам, а кроме того наблюдаются и в центральных частях тел, сформировавшихся при замещении нефелин-пироксеновых пород.

Диопсид-эгирин обычно представлен удлиненными, иногда пластинчатыми кристаллами темно-зеленого цвета. Содержание эгириновой составляющей в нем колеблется от 50 до 90% (см. табл. 19, обр. 8—13). В массивах 1 и 3 пироксен этой разновидности содержит обычно 65—70% эгирина. В массиве 2 содержание эгирина в пироксене внешних

Таблица 20

Оптические свойства и железистость щелочных пироксенов из метасоматитов ранней стадии. Массив 2

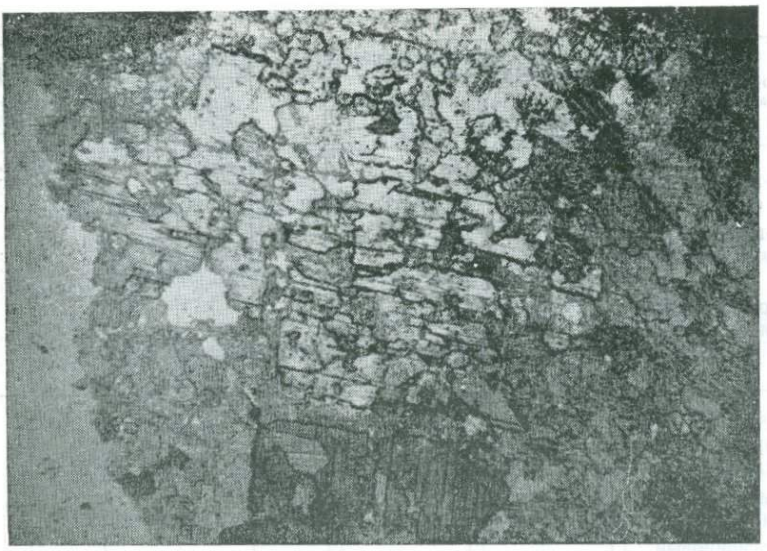
Исходные породы	Щелочно-карбонатные метасоматиты	Свойства пироксенов		f	Состав пироксенов			Номер в табл. 19
		$c:Np$	$2V°$		Эг+Жад	Ди	Гед	
Ийолит-мельтейгиты	Биотит-пироксен-канкринитовые породы с кальцитом							
	внешняя часть зоны	(—) 26—35°	(+) 69—78	38—45	22—36	46—54	18—24	5
	внутренняя часть зоны	(—) 18—28	(+) 75—88	49—53	30—47	39—48	14—22	6
	Магнетит-биотит-пироксеновые кальцитовые карбонатиты	(—) 35—47	(+) 62—73	22—34	10—26	66—78	8—12	
	Биотит-пироксеновые кальцитовые карбонатиты	(—) 8—12	(—) 78—(+) 86	53—70	41—65	29—43	6—16	7
Нефелин-пироксеновые фениты	Биотит-пироксен-альбит-канкринитовые породы с кальцитом							
	внешняя часть зоны	(—) 18—27	(+) 77—87	42—54	34—46	40—48	14—18	
	внутренняя часть зоны	(—) 14—21	(+) 85—(—) 86	53—62	43—54	34—42	12—15	
	Биотит-пироксеновые кальцитовые карбонатиты	(—) 7—13	(—) 77—85	60—71	54—68	28—36	6—10	
Интрузивные нефелиновые сиениты	Биотит-пироксеновый альбитит с кальцитом	(—) 6—11	(—) 76—85	62—74	56—66	26—34	8—18	
	Биотит-пироксеновый кальцитовый карбонатит	(—) 2—7	(—) 66—72	73—78	71—75	18—22	4—7	8
Биотит-пироксеновые апосланцевые фениты	Биотит-пироксеновый альбитит с кальцитом							
	внешняя часть зоны	(—) 3—4	(—) 65—68	79—81	74—77	19—21	4—8	
	внутренняя часть зоны	(—) 2—4	(—) 61—67	80—82	75—79	18—20	3—6	
	Биотит-пироксеновый кальцитовый карбонатит							
	внешняя часть зоны	(—) 2—4	(—) 65—67	80—81	75—78	19—20	3—8	10
	внутренняя часть зоны	(—) 2—5°	(—) 61—68	79—82	74—78	18—21	4—9	13
	Пироксеновый кальцитовый карбонатит (колонка с биотитом)	(—) 2—4	(—) 61—67	80—82	75—79	18—20	3—6	
	Амфибол-пироксеновый альбитит с кальцитом	(—) 2—5	(—) 62—70	78—81	73—78	19—22	3—5	
	Амфибол-пироксеновый кальцитовый карбонатит							
	внешняя часть зоны	(—) 2—5	(—) 61—69	79—82	74—78	18—21	4—7	9
	серединная часть зоны	(—) 2—5	(—) 62—67	80—82	72—77	18—20	3—9	
	внутренняя часть зоны	(—) 2—4	(—) 61—68	79—82	74—79	18—21	3—5	12
	Пироксеновый кальцитовый карбонатит (колонка с амфиболом)	(—) 2—4	(—) 61—67	80—82	75—79	18—20	3—5	

Таблица 20 (продолжение)

Исходные породы	Щелочно-карбонатные соматиты	Свойства пироксенов		f	Состав пироксенов			Номер в табл. 19
		$c:Np$	$2V°$		*Эг+Жад*	*Ди*	*Гед*	
Биотит-пироксеновые апосланцевые фениты	Магнетит-пироксеновый альбитит с кальцитом	(—) 2—5	(—) 62—68	72—82	74—80	18—21	2—5	
	Магнетит-пироксеновый кальцитовый карбонатит	(—) 2—4	(—) 61—65	80—83	76—80	17—20	2—4	11
	Пироксеновый карбонатит (колонка с магнетитом)	(—) 2—4	(—) 61—67	80—82	75—80	18—20	2—5	
Кварцево-биотитовые фениты и сланцы	Кварц-эгириновый альбитит с кальцитом	(—) 2—(+) 2	(—) 60	86—91	82—86	9—14	3—5	
	Эгириновый альбитит с кальцитом	(—) 2—3	(—) 60—62	80—83	77—80	17—20	3—4	
	Амфибол-эгириновый альбитит с кальцитом	(+) 3—0	(—) 60	87—92	85—88	8—13	2—4	
Кварцевые обособления в сланцах	Кварц-амфибол-эгириновый кальцитовый карбонатит	(+) 3—7	(—) 60	90—95	90—95	5—10	—	
	Амфибол-эгириновый кальцитовый карбонатит	(—) 2—(+) 2	(—) 60—61	83—87	82—84	13—17	до 4	
	Эгириновый кальцитовый карбонатит	(—) 3—4	(—) 65—68	79—81	75—77	19—21	4—5	

частей карбонатитовых тел зависит от состава исходных пород. В карбонатитах, образующихся за счет апоийолитовых фенитов, железистость пироксена равна 60%; в карбонатитах, замещающих нефелиновые сиениты,— 75%; в карбонатитах по апосланцевым фенитам — 80%; в карбонатитах по сланцам — 85—90%. В карбонатитах из внутренних частей тел железистость пироксена постоянная: он содержит 79—81% эгириновой составляющей (табл. 20). Соответственно наблюдается закономерное изменение состава пироксена от внешних частей тел к внутренним. В карбонатитах, развившихся по нефелинсодержащим породам, железистость пироксена в этом направлении возрастает; в карбонатитах, заместивших сланцы,— снижается; в карбонатитах, залегающих среди пород сиенитового состава (апосланцевых фенитов), железистость пироксена разных зон одинаковая.

Слюда в пироксеновых карбонатитах II стадии представлена флогопитом, железистым флогопитом и биотитом. Кроме того, встречена особая разновидность флогопита — тетраферрифлогопит. Количество слюды в диопсидовых карбонатитах, образовавшихся по пироксеновым карбонатитам I стадии, обычно не превышает 5—10%, в диопсидовых карбонатитах, заместивших нефелин-пироксеновые породы, слюды обычно больше (до 20, редко 30%). В карбонатитах, развившихся по полевошпатовым породам и сланцам, содержится 20—30% слюды, изредка ее количество достигает 50% и более. Флогопиты, железистые флогопиты и биотиты образуют таблитчатые, часто грубоскелетные кристаллы (фиг. 19), размер которых варьирует от 1 до 10 *мм*. Для тетраферрифлогопита характерна призматическая форма кристаллов (фиг. 20), причем отношение высоты призмы к ширине может достигать 5 и более.



Фиг. 19. Скелетные формы слюды в карбонатите II стадии. Увел. 20, без анализатора

В диопсидовых карбонатитах II^а подстадии массива 3 слюда представлена светло-зеленым маложелезистым флогопитом (табл. 21, обр. 14). В диопсидовых карбонатитах II^б подстадии присутствует тетраферрифлогопит. Особенностью этой слюды является красноватая (от розовой до ярко-красной) окраска и обратная схема плеохроизма ($Np > Ng$). Для нее характерно пониженное содержание алюминия и высокое содержание магния.

Своеобразными физическими свойствами слюда обязана тому, что железо входит в тетраэдрические слои даже при сравнительно низком общем содержании железа в слюде (см. табл. 21, обр. 10—12).

В массиве 1, по данным Е. А. Чернышевой (Чернышева, 1966), слюды диопсидовых карбонатитов представлены большей частью тетраферрифлогопитами. Только непосредственно вблизи границы с силикатными метасоматитами наблюдается появление флогопитов. В приконтактовой части тел можно наблюдать закономерное изменение состава слюд в зависимости от состава исходных пород: наиболее железистые слюды ($f = 35\%$) отмечены в карбонатитах, заместивших ийолиты (см. табл. 21, обр. 1). В карбонатитах по нефелин-пироксеновым породам и пироксенитам слюды значительно более магнезиальные (см. табл. 21, обр. 2—3), на границе с пироксеновыми карбонатитами I стадии развиты такие же маложелезистые тетраферрифлогопиты, которые характерны для диопсидовых карбонатитов, удаленных от контакта (см. табл. 21, обр. 5—6).

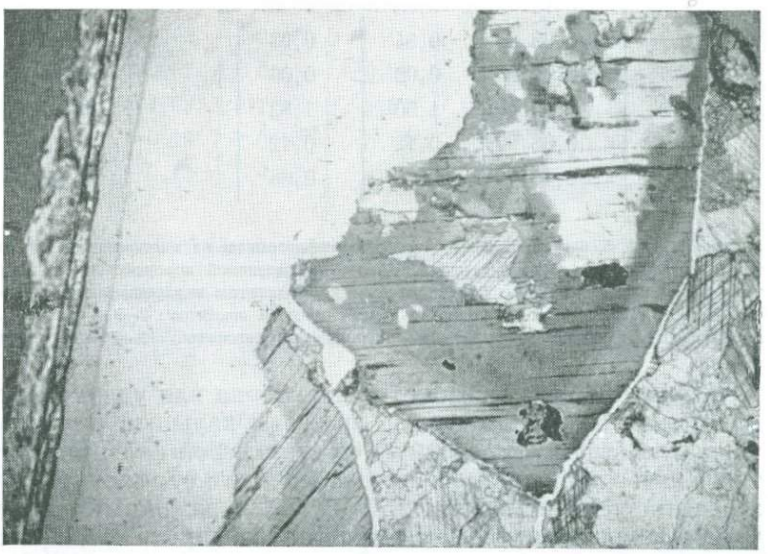
В эгирин-диопсидовых карбонатитах слюда представлена железистым флогопитом с $f \leqslant 50\%$. Слюда диопсид-эгириновых карбонатитов представляет собой биотит. Железистость биотита варьирует в пределах 50—70%. Закономерности изменения ее те же, что и для железистости пироксена, причем слюда обычно менее железистая, чем пироксен. Так, в массиве 2 в зависимости от состава исходных пород железистость биотита во внешних частях тел изменяется от 26—30% для апойолитовых карбонатитов до 50% для карбонатитов, заместивших нефелиновые сиениты, 56% для апофенитовых и 63% для апосланцевых разностей. Во внутренних частях тел железистость биотита постоянна и равна 55—56% (табл. 22, 23). Таким образом, для биотита, так же как и для пи-

роксена, характерно изменение состава от периферии к центру тел. Если исходные породы содержат нефелин, то железистость карбонатитовых слюд возрастает к центру тел; если исходные породы — сланцы, то к центру тел железистость слюд уменьшается, а в карбонатитах, заместивших апосланцевые фениты, железистость слюд в пределах тел практически не меняется.

Магнетит в диопсидовых карбонатитах образует изометричные зерна, иногда идиоморфные кристаллы или скелетные выделения размером 2—7 *мм*. В составе магнетита постоянно присутствуют магний и алюминий, а также титан и ниобий. Количество алюминия в магнетитах из диопсидовых карбонатитов в среднем составляет 0,5% Al_2O_3, количество магния — 0,8% MgO. Отмечается закономерное уменьшение содержаний алюминия в магнетите от границ карбонатитовых тел с силикатными породами (1,3% Al_2O_3) к границе с форстеритовыми карбонатитами II стадии (0,26% Al_2O_3). Содержание окиси магния в магнетитах возрастает в том же направлении от 0,36% до 1,34%.

Пирротин характерен для диопсид-эгириновых карбонатитов, в которых обычно отсутствует магнетит. В этих породах пирротин образует уплощенные кристаллы округлых очертаний, своеобразные «лепешки», реже скопления неправильной формы. Он часто срастается со слюдой, или диопсид-эгирином без реакционных взаимоотношений. В диопсидовых и эгирин-диопсидовых карбонатитах также иногда появляется пирротин, но здесь он явно наложенный, более поздний, хотя и не проявляет связи с процессами III стадии. Он образует просечки или неправильные выделения, приуроченные к границам зерен кальцита и явно корродирует магнетит, образуя вокруг его кристаллов каемки.

Апатит развит в виде шестовато-призматических кристаллов длиной до 1 *см*, овальных зерен размером 1—3 *мм* и мелкозернистых гнездо- или прожилкообразных скоплений, в которых размер зерен 0,01—0,1 *мм*. Часто наблюдаются пойкилобластовые включения апатита в слюде, магнетите и редкометальных минералах. По химическому составу — это фторапатит (см. табл. 12, обр. 2). Оптические свойства его типичны для апатита такого состава $No = 1{,}629—1{,}635$, $Ne = 1{,}626—1{,}639$, но удельный вес несколько повышен ($d = 3{,}36$).



Фиг. 20. Скелетный призматический кристалл слюды с пятнисто-зональной окраской, карбонатит II стадии. Увел. 20, без анализатора

Химический состав слюд из карбонатитов II стадии массивов 1 и 3

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	37,38	38,68	38,46		39,80	38,88	39,62
TiO_2	1,81	1,39	1,23	2,13	0,41	0,13	0,43
Al_2O_3	10,30	12,27	12,71		10,23	11,37	14,91
Fe_2O_3	5,24	4,13	5,58	23,37	6,00	3,98	5,32
FeO	13,75	6,28	4,40		2,79	2,23	1,60
MnO	0,52	0,26	0,29		0,30	0,22	0,22
MgO	15,92	21,20	22,81		24,74	24,78	20,54
CaO	—	—	0,55		0,31	1,05	0,57
K_2O	9,95	9,37	9,03		10,03	9,97	9,74
Na_2O	0,45	0,50	0,47		1,40	1,05	1,03
F	0,33	0,46	0,53		1,43	0,52	0,83
П. п. п.	4,15	4,52	4,73		4,56	5,38	5,74
Сумма (с учетом поправки на F)	99,66	99,76	100,57		100,34	99,34	100,30
Si	2,93	2,95	2,79		2,90	2,89	2,95
Al_{IV}	0,95	0,93	1,09		0,87	0,99	1,05
Fe^{3-}_{IV}	0,12	0,18	0,12		0,23	0,12	—
Ti_{IV}	—	—	—		—	—	—
Al^{VI}	—	—	—		—	—	0,27
Fe^{3-}_{VI}	0,19	0,26	0,18		0,20	0,15	0,30
Fe^{2-}	0,84	0,32	0,29		0,10	0,11	0,11
Mg	1,86	2,34	2,47		2,68	2,74	2,30
Ti_{VI}	0,11	0,08	0,06			—	0,02
K	0,99	0,94	0,93		0,92	0,96	0,93
Na	0,07	0,06	0,06		0,20	0,07	0,14
OH	0,52	1,60	1,82		1,51	1,79	1,98
F	0,08	0,12	0,12		0,33	0,12	0,20
O	0,40	0,18	0,06		0,16	0,09	0,62

Массив 1: 1—3, 5, 6 — флогопиты и тетраферрифлогопиты из диопсидовых карбонатитов: 1 — на контакте с йолитом; 2 — на контакте с нефелин-пироксеновой породой, 3 — на контакте с пироксенитом; 5, 6 — близ границы с форстеритовым карбонатитом внутренней зоны; 4 — биотит из диопсид-эгиринового карбонатита на контакте с нефелиновым сиенитом; 7—9 — флогопиты из форстеритовых карбонатитов внешней зоны; 10—13 — тетраферрифлогопиты: 10—12 — из форстеритовых карбона-

Кальцит образует изометричные зерна или удлиненные пластинчатые кристаллы. В первом случае агрегаты кальцита имеют мозаичную или торцовую структуру, сходную со структурой кальцита I стадии. Обычно такие агрегаты равномернозернистые, хотя от участка к участку размеры зерен могут меняться от 1 до 5—7 *мм*. В разностях, сложенных пластинчатым кальцитом, размеры кристаллов варьируют, причем в пределах даже одного штуфа кристаллы различаются по величине в 4—5 раз. В пределах тела можно наблюдать значительно более широкие вариации размеров от 0,5—1 *см* до нескольких десятков сантиметров в длину.

Таблица 21

8	9	10	11	12	13	14	15	16
39,66	38,56	39,84	40,96	39,22	40,72	40,52	40,38	41,02
0,21	0,54	0,07	—	0,13	0,13	0,09	0,14	0,08
14,86	12,47	10,41	9,84	11,27	10,59	13,34	14,06	9,78
4,10	3,62	4,77	3,80	4,64	3,33	2,79	2,52	5,66
1,35	3,06	3,00	2,90	2,86	3,32	2,24	1,49	2,72
0,15	0,14	0,24	0,24	0,22	0,22	0,24	0,07	0,05
21,59	22,40	25,16	24,50	23,98	23,97	24,84	24,32	24,03
0,42	1,34	0,16	—	0,18	0,37	0,31	0,96	0,03
9,48	9,98	9,98	9,98	9,23	9,98	8,85	8,93	10,90
0,57	0,51	1,69	0,53	0,74	0,51	1,75	1,58	1,00
0,52	0,41	0,50	0,80	0,53	0,56	0,36	1,42	1,08
6,23	6,62	5,18	5,53	6,52	5,90	4,21	4,90	4,86
99,12	99,51	100,79	98,74	99,60	99,53	99,76	100,08	100,73
2,95	2,92	2,92	3,03	2,92	3,01	2,88	2,92	3,01
1,05	1,08	0,89	0,86	0,98	0,92	1,12	1,08	0,80
—	—	0,19	0,11	0,10	0,07	—	—	0,19
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,26	0,03	—	—	—	—	0,01	0,13	—
0.24	0,21	0,07	0,20	0,21	0,21	0,24	0,14	0,18
0,09	0,20	0,19	0,10	0,14	0,12	0,13	0,09	0,17
2,40	2,53	2,74	2,70	2,65	2,66	2,62	2,64	2,65
0,01	0,03	—	—	—	—	–	—	—
0,91	0,96	0,92	0,93	0,87	0,93	0,78	0,80	1,00
0,08	0,07	0,24	0,07	0,11	0,07	0,25	0,22	0,14
1,42	1,65	1,74	1,68	1,77	1,67	1,55	1,46	1,43
0,12	0,10	0,11	0,19	0,12	0,13	0,09	0,33	0,24
0,46	0,25	0,15	0,13	0,11	0,20	0,36	0,21	0,33

титов внутренней зоны, 13 — из слюдяных карбонатитов внутренней зоны. *Массив* 3: 14, 15 — флогопит: 14 — из флогопитовых карбонатитов II^{а} подстадии, 15 — из форстеритовых карбонатитов внешней зоны II^{а} подстадии; 16 — тетраферрифлогопит из форстеритовых карбонатитов внутренней зоны II^{б} подстадии.

Анализы образцов 1—14 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева; обр. 15, 16 — по материалам Е. А. Нечаевой и Е. М. Эпштейна.

Такие широкие колебания в размерах обычно прослеживаются по простиранию тел. Вкрест простирания, как правило, происходит закономерное, хотя в общем не очень значительное увеличение размеров пластин кальцита от периферии к центру тел. Удается наблюдать постепенное превращение зернистого кальцита в пластинчатый. Вначале происходит разрастание отдельных зерен кальцита, образуются крупные удлиненные зерна, в краевых частях которых еще различаются контуры отдельных более мелких зерен первоначального зернистого агрегата. В отдель-

Таблица 22

Химический состав слюд из ранних кальцитовых карбонатитов массива 2

Компоненты	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	38,26	38,48	36,12	35,97	35,18	34,82	35,92	36,49	36,20	35,96
TiO_2	0,89	0,99	3,06	3,27	2,74	3,28	2,43	2,62	2,28	1,65
Al_2O_3	11,19	10,23	12,57	13,85	12,61	15,41	11,20	11,60	11,64	10,71
Fe_2O_3	3,42	3,61	4,38	5,28	5,50	1,38	7,32	6,10	3,26	5,19
FeO	10,94	19,29	17,66	17,08	16,51	19,97	17,66	19,13	22,21	20,54
MnO	0,20	0,27	0,54	0,20	0,27	0,26	0,35	0,34	0,34	0,36
MgO	19,34	19,31	11,73	11,09	12,01	10,13	10,77	9,70	10,25	11,06
CaO	0,86	0,22	0,64	1,36	1,08	0,84	0,60	1,53	0 38	0,92
Na_2O	0,47	0,38	0,42	0,34	0,26	0,28	0,15	0,34	0,16	0,54
K_2O	9,28	9,52	9,03	9,03	8,90	9,03	9,03	9,03	9,03	9,03
F	0,38	0,37	0,24	0,09	0,38	0,27	0,31	0,06	0,12	0,36
H_2O^+	5,02	3,30	2,37	3,71	4,46	4,40	4,72	3,91	4,50	4,54
H_2O^-	—	—	—	0,22	—	—	—	0,29	—	—
CO_2	—	—	—	0,09	—	—	—	0,12	—	—
Сумма	100,25	98,97	98,76	100,40	99,90	99,84	100,46	101,02	100,37	100,86
Si	2,89	2,90	2,82	2,81	2,79	2,75	2,86	2,92	2,88	2,89
Ti	0,05	0,06	0,18	0,19	0,18	0,19	0,14	0,16	0,13	0,10
Al	1,00	0,91	1,16	1,27	1,17	1,42	1,06	1,09	1,08	1,00
Fe^{3-}	0,19	0,20	0,27	0,31	0,32	0,09	0,44	0,36	0,20	0,31
Fe^{2-}	0,70	0,79	1,19	1,13	1,12	1,35	1,21	1,31	1,51	1,39
Mg	2,17	2,14	1,38	1,29	1,42	1,20	1,29	1,16	1,21	1,31
Ca	0,06	0,02	0,05	0,06	0,08	0,07	0,05	0,04	0,03	0,07
Na	0,06	0,06	0,06	0,05	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,08
K	0,90	0,91	0,90	0,89	0,90	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91
f	26	31	50	54	50	55	56	59	58	56

* Характеристика образцов дана в табл. 23. Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

ных парах соседних зерен появляются общие двойники. По мере укрупнения удлиненные зерна кальцита приобретают все более четкую пластинчатую форму, сохраняя при этом самую разнообразную ориентировку.

Кальциты из диопсидовых карбонатитов II стадии характеризуются повышенным (по сравнению со стандартным) светопреломлением ($Ng = 1{,}663—1{,}669$, $Np = 1{,}489—1{,}492$) и содержат до 0,40% окиси магния, до 0,2% окиси марганца и до 0,7% закиси железа (см. табл. 11, обр. 5).

В массиве 1 отмечено изменение состава минералов в некоторых телах карбонатитов, располагающихся по периферии массива, вблизи его границ с вмещающими породами.

В этих телах обычно наблюдается уменьшение количества магнетита и резкое укрупнение его зерен, так что возникают кристаллы величиной до нескольких сантиметров. При этом пироксен меняет свою чуть зеленоватую окраску на зеленую до темно-зеленой. Одновременно происходит

Таблица 23

Железистость слюд из ранних кальцитовых карбонатитов массива 2

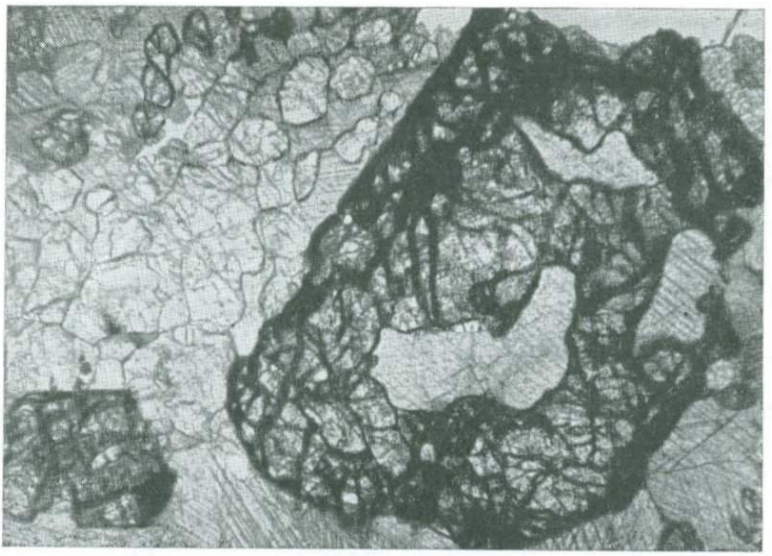
Исходные породы	Щелочно-карбонатные метасоматиты	Номера образцов, данных в табл. 22	Железистость биотитов, %
Ийолит-мельтейгиты	Магнетит-биотит-пироксеновые кальцитовые карбонатиты	1,2	26—31
	Биотит-пироксен-канкринитовые породы с кальцитом		40—46
	Биотит-пироксеновый кальцитовый карбонатит	3	50
	Биотитовый кальцитовый карбонатит	4	54
Интрузивные нефелиновые сиениты	Биотит-пироксеновый альбитит с кальцитом		46—48
	Биотит-пироксеновый кальцитовый карбонатит	5	50
	Биотитовый кальцитовый карбонатит	6	55
Биотит-пироксеновые апосланцевые фениты	Биотит-пироксеновый альбитит с кальцитом	—	55—60
	Биотит-пироксеновые кальцитовые карбонатиты	7, 8, 9	56—59
	Магнетит-биотит-пироксеновый карбонатит с альбитом	10	56
Кварцево-биотитовые фениты	Кварцево-биотитовый альбитит с кальцитом	—	66—74
	Биотитовый альбитит с кальцитом	—	59—63
	Биотитовый кальцитовый карбонатит	—	54—57
Кварцево-мусковитовый сланец	Кварцево-биотитовый альбитит с кальцитом	—	78

увеличение угла $c:Ng$ от 38 до 60—80° и более, и угла оптических осей ($2V_{Ng}$) от 60 до 110°. Изменение физических свойств свидетельствует об увеличении в пироксене количества эгириновой составляющей. Иногда образуются зональные зерна с центральным ядром, сложенным диопсидом, который к периферии сменяется более железистым пироксеном. Обычно смена эта постепенная, так что от центра к периферии зерен постепенно усиливается окраска и изменяются оптические свойства. Реже в кристалле можно наблюдать несколько зон с четкими границами. В этом случае железистость пироксена также возрастает от центральной части к краю зерна. Как правило, такие тела несут следы тектонических деформаций. Кальцит в них катаклазирован или сильно деформирован, двойники в нем изогнуты. Кристаллы слюды также деформированы, изогнуты, расщеплены по спайности. Часто в таких расщепленных кристаллах можно наблюдать развитие каемок темно-бурого цвета вокруг первичной светло-бурой слюды.

Форстеритовые карбонатиты

Форстеритовые карбонатиты встречены в массивах 1 и 3, в массиве 2 форстеритовых карбонатитов нет.

Среди форстеритовых карбонатитов выделяются два типа: 1) форстеритовые карбонатиты, слагающие периферические части тел, заместив-



Фиг. 21. Сундучные формы форстерита в карбонатите II стадии. Увел. 20, без анализатора

шие ранние форстеритовые карбонатиты (форстеритовые карбонатиты внешней зоны); 2) форстеритовые карбонатиты, сменяющие диопсидовые и эгирин-диопсидовые, а также форстеритовые карбонатиты первого типа от периферии к внутренним частям тел (форстеритовые карбонатиты внутренней зоны).

Эти два типа карбонатитов различаются по количеству и составу форстерита, характеру слюды, преобладающим структурам и редкометальной минерализации.

Форстерит составляет около 20% объема в карбонатитах внешней и 5—15% — в карбонатитах внутренней зоны. Он образует серо-зеленые, овальные или изометричные, часто — грубоскелетные зерна (фиг. 21, 22), размер которых варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Исследования Е. А. Чернышевой показали, что в массиве 1 форстерит в карбонатитах внешней зоны содержит 13—15%, а в карбонатитах внутренней зоны — 9—12% фаялитовой составляющей; в массиве 3 форстериты II^{а} подстадии — более железистые (17% и 11—13% фаялитовой составляющей, соответственно); во II^{б} подстадию появляются более магнезиальные форстериты — 9% фаялитовой составляющей.

Слюда содержится в обоих типах форстеритовых карбонатитов в количестве 5—15%. Она образует таблитчатые кристаллы, иногда скелетные, размером от долей миллиметра до 1 *см* в поперечнике. По данным Е. А. Чернышевой (Чернышева и др., 1966), в массиве 1 для форстеритовых карбонатитов внешней зоны характерны маложелезистые флогопиты с небольшим содержанием глинозема в октаэдрической группировке (см. табл. 21, обр. 7—9). В карбонатитах внутренней зоны слюда представлена тетраферрифлогопитом (см. табл. 21, обр. 10—12). В форстеритовых карбонатитах II^{а} подстадии массива 3 слюда во внешней зоне представлена почти безжелезистым флогопитом. Эта слюда очень слабо плеохроирует от чуть зеленоватого по *Ng* до бесцветного по *Np*. Слюды из карбонатитов внутренней зоны в общем такие же, но для них характерно появление бледной розоватой окраски по *Np*, что позволяет предположить небольшое снижение содержания алюминия по сравнению со

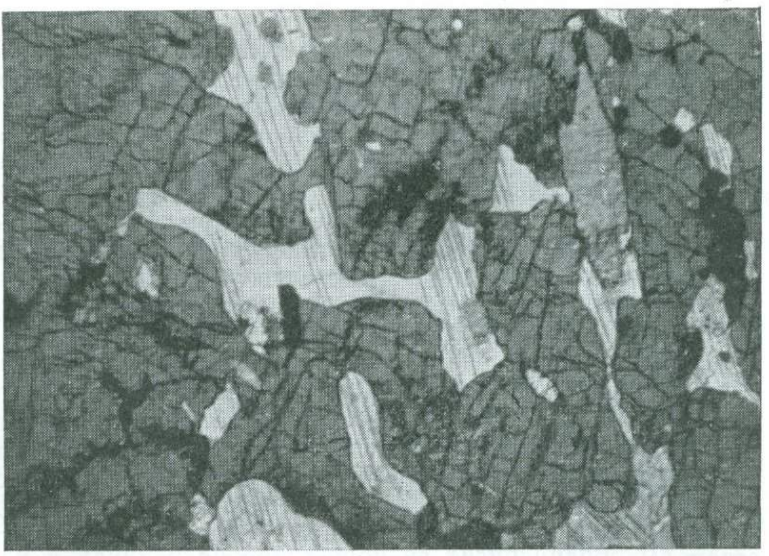
слюдами внешней зоны. В форстеритовых карбонатитах II^б подстадии слюда по составу и свойствам соответствует тетраферрифлогопиту (см. табл. 21, обр. 16).

Магнетит, как правило, образует скелетные выделения; в разностях, сложенных пластинчатым кальцитом, для него характерны клиновидные формы. На границе форстеритовых и слюдяных карбонатитов наблюдается развитие идиоморфных зерен магнетита, размер которых иногда достигает нескольких сантиметров. Магнетит из форстеритовых карбонатитов внешней зоны по содержанию магния и алюминия близок к магнетиту диопсидовых карбонатитов, магнетит из карбонатитов внутренней зоны богаче магнием, причем количество окиси магния в нем закономерно возрастает от границы с диопсидовыми карбонатитами (1,48%) к границе со слюдяными карбонатитами (2,91%). Количество алюминия в магнетите также увеличивается в этом направлении от 0,30 до 0,47%.

Кальцит из форстеритовых карбонатитов значительно более магнезиальный, чем из диопсидовых разностей. В форстеритовых карбонатитах внешней зоны кальцит содержит 0,42% MgO, в форстеритовых карбонатитах внутренней зоны количество окиси магния в кальцитах возрастает от 0,90% на границе с внешней зоной до 1,39% и более вблизи границы со слюдяным карбонатитом. В этом направлении в кальцитах увеличивается и содержание марганца (0,57—0,72%). Содержание железа в кальцитах из форстеритовых карбонатитов ниже, чем в кальцитах из диопсидовых (см. табл. 11). Можно также отметить, что для форстеритовых карбонатитов внешней зоны характерны зернистые кальциты, а для форстеритовых карбонатитов внутренней зоны — пластинчатые.

Слюдяные карбонатиты

Для слюдяных карбонатитов II стадии характерно большое разнообразие типов, среди которых можно выделить четыре главных типа. Первые три развиты в периферических частях карбонатитовых тел и получи-



Фиг. 22. Грубоскелетное строение крупных зерен форстерита в карбонатите II стадии. Увел. 20, без анализатора

ли название слюдяных карбонатитов внешней зоны. Четвертый тип распространен только во внутренних частях карбонатитовых тел и, соответственно, получил название слюдяных карбонатитов внутренней зоны.

1 тип — слюдяные карбонатиты, располагающиеся на контакте с нефелиновыми и щелочными сиенитами, содержат 20—30% (до 50%) слюды. Слюда в них представлена биотитом до лепидомелана. Эти разновидности обычно чередуются с диопсид-эгириновыми и отличаются от последних или полным отсутствием или очень незначительным количеством пироксена.

2 тип — слюдяные карбонатиты, развитые на контактах с нефелин-пироксеновыми породами состава йолита. Эти разновидности являются безпироксеновыми или малопироксеновыми аналогами диопсидовых или эгирин-диопсидовых карбонатитов. Слюда в этом типе — обычно железистый флогопит, по составу и свойствам аналогичный слюде из диопсидовых карбонатитов (см. табл. 21, обр. 1).

3 тип — слюдяные карбонатиты, развившиеся по существенно слюдяным карбонатитам I стадии (первый тип слюдяных карбонатитов I стадии). Эти карбонатиты отличаются от исходных пород некоторым уменьшением количества слюды (15—20%), ее осветлением, изменением пластинчатого габитуса на таблитчатый. По оптическим свойствам слюда — железистый флогопит с $f \approx 40\%$, близкий к флогопиту из апонйолитовых диопсидовых карбонатитов (см. табл. 21, обр. 1').

4 тип — слюдяные карбонатиты, развитые в центральных частях карбонатитовых тел II стадии (слюдяные карбонатиты внутренней зоны). Это наиболее лейкократовый тип, содержание слюды в котором обычно не превышает 5%, часто с неравномерным распределением слюды. Слюда вместе с апатитом, магнетитом и редкометальными минералами образует цепочки, разобщенные широкими полосами мономинерального кальцитового состава. В массиве 1 слюды карбонатитов четвертого типа представлены тетраферрифлогопитом, аналогичным тетраферрифлогопиту из диопсидовых и форстеритовых карбонатитов (см. табл. 21, обр. 13). В массиве 3 в карбонатитах четвертого типа $II^а$ подстадии слюда представлена почти безжелезистым флогопитом, аналогичным флогопиту форстеритовых карбонатитов внутренней зоны. В карбонатитах четвертого типа $II^б$ подстадии наблюдается тетраферрифлогопит ярко-красного (до темно-красного) цвета, он, возможно, несколько более железистый, чем тетраферрифлогопит из форстеритовых карбонатитов. В массиве 2 слюдяные карбонатиты четвертого типа содержат биотит, железистость которого достигает 54% (см. табл. 22).

На границе форстеритовых карбонатитов и слюдяных карбонатитов внутренней зоны иногда наблюдается клиногумит в виде идиоморфных кристаллов от десятых долей миллиметра до 1—3 *мм*.

Клиногумит образует уплощенные кристаллы светло-желтого (до оранжево-красного) цвета, отчетливо плеохроирующие по схеме $Np > Nm > Ng$. Клиногумит светло-желтого цвета встречен в карбонатитах $II^б$ подстадии массива 3. Его оптические свойства: $Ng = 1{,}676—1{,}686$, $Np = 1{,}646—1{,}660$, $2V = 72—74°$. В массиве 1 наблюдаются клиногумиты оранжево-красного цвета с более высоким светопреломлением ($Ng = 1{,}682—1{,}692$, $Np = 1{,}652—1{,}668$) и большим углом оптических осей ($2V = 76—78°$). Судя по оптическим свойствам, клиногумит из массива 1 несколько более железистый по сравнению с клиногумитом массива 3.

Еще реже на границе форстеритовых и слюдяных карбонатитов встречается шпинель. Она образует отдельные мелкие октаэдрические кристаллы зеленой и синевато-зеленой окраски. Судя по оптическим свойствам ($N = 1{,}742—1{,}754$), состав шпинели близок составу плеоната.

Амфиболовые и амфиболсодержащие карбонатиты

Эти разновидности встречены в телах ранних кальцитовых карбонатитов массива 2. Среди них выделены.

1. Карбонатиты с катафоритом и биотитом, развивающиеся по пироксенитам и нефелин-пироксеновым породам. Они отличаются от диопсид-эгириновых разновидностей только тем, что в них вместо пироксена появляется своеобразный высоко глиноземистый бурый амфибол, по составу близкий к катафориту (см. табл. 19, обр. 14).

2. Карбонатиты с магнезиоарфведсонитом и диопсид-эгирином, замещающие апосланцевые фениты и сланцы. В отличие от обычных диопсид-эгириновых разностей вместо биотита в них присутствует почти черный щелочной амфибол, по составу и свойствам близкий к магнезиоарфведсониту (см. табл. 19, обр. 15, 16). Характерно, что в периферических частях тел карбонатитов амфибол в апофенитовых разностях менее железистый, чем в апосланцевых. В центральных частях тел амфибол встречается редко, обычно по направлению к центру тел он быстро исчезает.

Карбонатиты с кварцем

Кварцсодержащие карбонатиты развиваются только по существенно кварцевым породам — кварцевым песчаникам и кварцевым обособлениям в сланцах. Кварц слагает до 35—40% породы. Его зерна имеют изометричные очертания, лишены каких-либо включений и не обнаруживают волнистого угасания, чем отличаются от кварца метаморфических пород. Часто кварц образует зернистые агрегаты, в которых по границам зерен развиты игольчатые кристаллы пироксена и амфибола. Пироксен представлен почти чистым эгирином, судя по оптическим свойствам ($c:Np$ от 3 до $+7{,}2$ $V_{Np}=60°$), содержащим лишь 5—10% диопсидовой составляющей.

Амфибол по оптическим свойствам близок к арфведсониту кварцсодержащих альбититов. Ближе к осевой части тел кварц исчезает, увеличивается количество кальцита, порода превращается в амфибол-пироксеновый карбонатит.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ КАРБОНАТИТОВ II СТАДИИ

Для карбонатитов II стадии характерны два принципиально различных структурных типа.

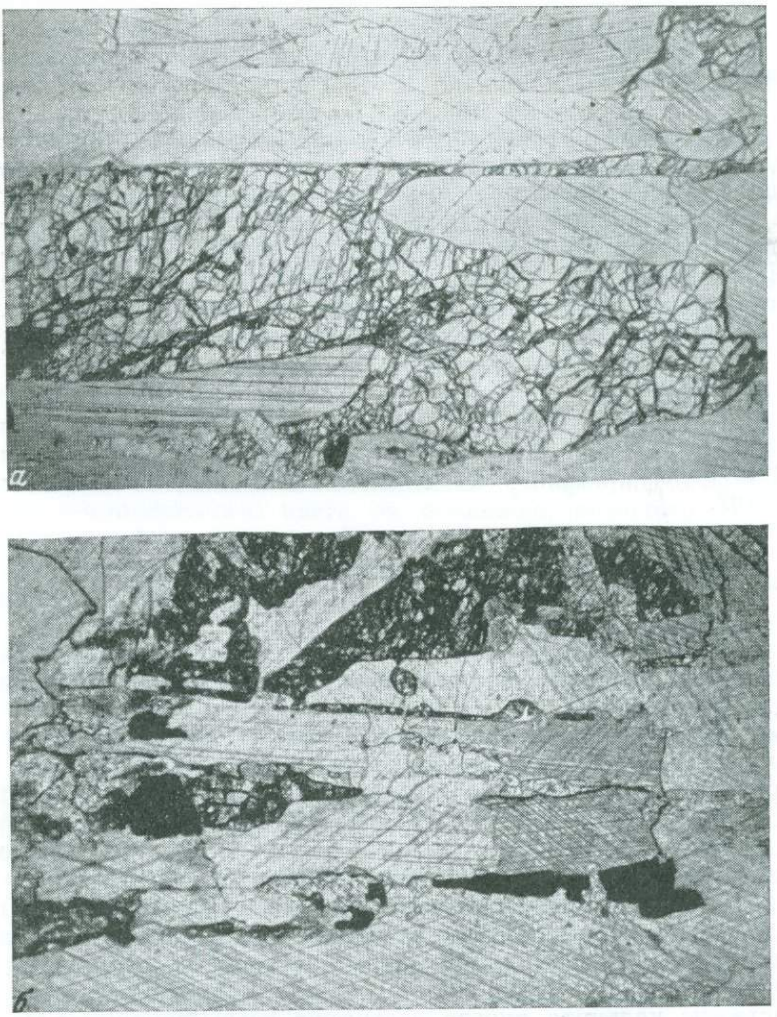
1) «Крупнозернистые» карбонатиты, структурный рисунок которых определяется идиоморфными или грубоскелетными выделениями темноцветных и редкометальных минералов среди агрегата изометричных зерен кальцита. Обычно зерна кальцита немного мельче, чем зерна темноцветных минералов.

2) «Пегматоидные» карбонатиты характеризуются специфичными структурами, напоминающими графический пегматит. Порода сложена крупными пластинчатыми кристаллами кальцита, между которыми зажаты подчиненные им по форме остроугольные часто клиновидные выделения остальных минералов (фиг. 23 *а*, *б*). В этих карбонатитах пластинчатые кристаллы кальцита иногда достигают очень крупных размеров (20—30 *см* в длину и более). Одной из разновидностей такого типа структур является специфическая «пластинчатая» структура некоторых разностей, когда крупные пластины кальцита оконтурены

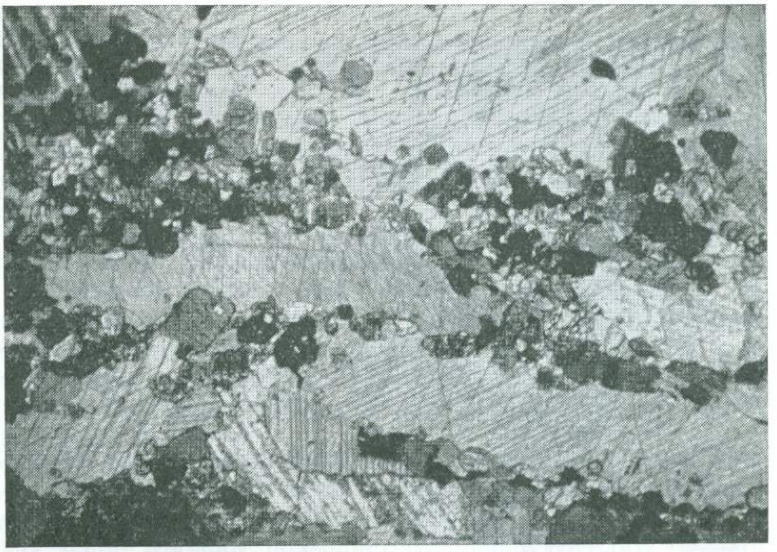
цепочками мелких идиоморфных или изометричных зерен остальных минералов (см. фиг. 24).

Как правило, определенные типы структур характерны для определенных разновидностей карбонатитов II стадии, хотя в этом отношении разным массивам свойственны некоторые различия. В массиве 1 крупнозернистые структуры наблюдаются главным образом в диопсидовых карбонатитах и в форстеритовых карбонатитах внешней зоны. В массиве 3 — это наиболее характерная структура карбонатитов $II^{а}$ подстадии.

«Пегматоидные» структуры в массиве 1 характерны преимущественно для внутренних частей карбонатитовых тел, развитых в силикатных породах, однако иногда они наблюдаются и в наиболее крупных телах, образовавшихся среди карбонатитов I стадии. В массиве 3 эти структуры свойственны исключительно форстеритовым карбонатитам $II^{б}$ подстадии. В массиве 2 такие структуры наблюдаются в пироксеновых карбонатитах.



Фиг. 23. *а* — Форстеритовый карбонатит «пегматоидной» структуры. Увел. 20, без анализатора; *б* — Клиновидные выделения форстерита и магнетита в карбонатите «пегматоидной» структуры. Увел. 20, без анализатора



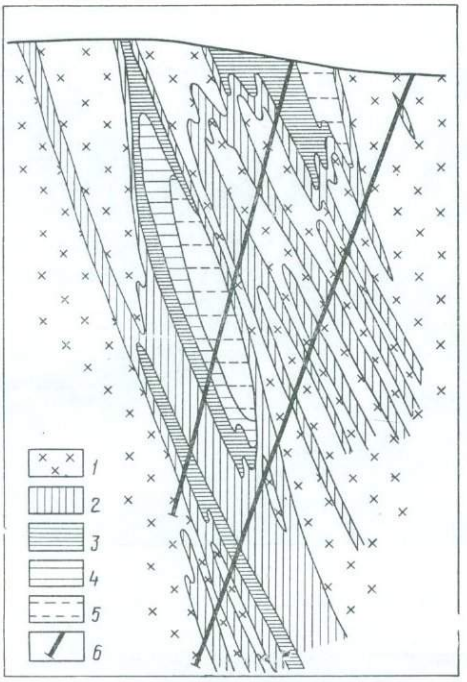
Фиг. 24. Диопсидовый карбонатит «пластинчатой» структуры. Увел. 20, без анализатора

В некоторых телах можно наблюдать постепенное превращение крупнозернистой структуры в «пегматоидную». Оно начинается с перекристаллизации и укрупнения зерен кальцита; последние по мере укрупнения приобретают все более четко выраженную пластинчатую форму. Одновременно происходит перекристаллизация темноцветных минералов, зерна которых сначала становятся скелетными, а затем как бы «распадаются» на систему клиновидных выделений, часто сохраняющих общую оптическую ориентировку. По мере укрупнения зерен кальцита продолжается уже индивидуальный рост таких «клиньев», на что указывает наблюдающееся в них иногда зональное строение, особенно свойственное пирохлору и слюдам, и иногда проявленное в магнетите.

Текстуры карбонатитов II стадии — полосчатые и пятнистые, часто полосчато-пятнистые. Только изредка наблюдаются массивные разности. Полосчатость обычно грубая. Только в массиве 2 среди карбонатитов, развившихся по сланцам, преобладают тонкополосчатые разности. Как и в карбонатитах I стадии, в полосчатых разностях большей частью отсутствует закономерная ориентировка минералов. Видимо и в карбонатитах II стадии полосчатость образуется в результате инфильтрационного метасоматоза по системам параллельных сближенных трещин. Это подтверждается тем, что полосчатость, как правило, ориентирована параллельно контактам тел или границам реликтовых блоков исходных пород.

ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРБОНАТИТОВ II СТАДИИ

Подобно карбонатитам I стадии, для карбонатитов II стадии характерно четкое зональное строение тел, причем состав карбонатитов внешней зоны и общие закономерности смены пород от периферии к центру тел зависят от состава исходных пород. Следует отметить, что зональность тел массивов 1 и 3 рядом деталей отличается от зональности в ранних кальцитовых карбонатитах массива. 2. В массивах 1 и



Фиг. 25. Схематический разрез тела карбонатитов II стадии (массив 1)

1 — нефелин-пироксеновые породы;
2 — диопсидовые карбонатиты (внешняя фациальная зона);
3 — форстеритовые карбонатиты (внутренняя фациальная зона);
4 — слюдяные карбонатиты;
5 — магнетитовые и мономинеральные кальцитовые карбонатиты;
6 — буровые скважины

3 в зависимости от исходных пород во внешней зоне развиты форстеритовые карбонатиты первого типа или пироксеновые карбонатиты (табл. 24). Последние местами чередуются со слюдяными карбонатитами первого, второго и третьего типов. По мере продвижения к осевым частям тел пироксеновые и форстеритовые карбонатиты первого типа последовательно сменяются форстеритовыми карбонатитами второго типа, слюдяными карбонатитами четвертого типа, магнетитовыми и мономинеральными кальцитовыми карбонатитами (фиг. 25). Как и в карбонатитах I стадии, зону 1 выделяют как внешнюю, а зоны 2, 3, 4, 5 объединяют в одну — внутреннюю зону карбонатитовых тел. Именно поэтому форстеритовые карбонатиты первого типа, а также слюдяные карбонатиты первого, второго и третьего типов получили, соответственно, название форстеритовых и слюдяных карбонатитов внешней зоны, а форстеритовые карбонатиты второго и слюдяные карбонатиты четвертого типов — карбонатитов внутренней зоны.

Во внутренних частях тел, как и в I стадию, наблюдается типичная метасоматическая зональность с изменением числа минералов на еди-

Таблица 24

Схема зональности в телах карбонатитов II стадии массивов 1 и 3

Метасоматические зоны		Исходные породы		
		Нефелин-пироксеновые породы	Пироксеновые карбонатиты I стадии	Форстеритовые карбонатиты I стадии
Внешняя	1	Карбонатиты: Диопсидовый *Ди+Сл+Мт+Ка+А*		Форстеритовый *Ф+Сл+Мт+Ка+An*
Внутренняя	2	Форстеритовый *Ф+Сл+Мт+Ка+An*		
	3	Слюдяной *Сл+Мт+Ка+An*		
	4	Магнетитовый *Мт+Ка+An*		
	5	Мономинеральный кальцитовый		

ницу от зоны к зоне. Наиболее многоминеральные в этой части тел форстеритовые карбонатиты внутренней зоны содержат пять равновесных минералов: апатит, кальцит, форстерит, слюду, магнетит. Для карбонатитов внешней зоны (как пироксеновых так и форстеритовых) и силикатных метасоматитов II стадии также характерны пятиминеральные парагенетические ассоциации. Таким образом, в этих массивах и в образованиях II стадии периферические части тел состоят из нескольких фациальных зон.

Переходы между зонами в карбонатитах II стадии в общем такие как и в I стадию. Между пироксеновыми карбонатитами внешней зоны и внутренней форстеритовой зоной границы резкие, в большинстве остальных случаев — переходы постепенные. В пределах зон наблюдается уменьшение количества темноцветных минералов от внешних границ к внутренним. Внутренние зоны богаче кальцитом, чем внешние зоны, причем это правило нарушается реже, чем в образованиях I стадии.

Следует обратить внимание на появление клиногумита в тылу форстеритовой зоны. Хотя клиногумит встречается спорадически и в схеме зональности не показан, его закономерное появление в определенной части метасоматической колонки позволяет условно выделить своего рода «клиногумитовую зону», сопоставимую с «периклазовой зоной» колонки карбонатитов I стадии.

Строение карбонатитовых тел массива 2 более простое. В них наблюдается типичная метасоматическая зональность (табл. 25) с изменением от зоны к зоне числа минералов на единицу. Наиболее многоминеральными образованиями являются силикатные метасоматиты,

Таблица 25

Зональность ранних кальцитовых карбонатитов и сопряженных с ними силикатных метасоматитов массива 2

Исходные породы	Метасоматические зоны			
	1	2	3	4
Нефелин-пироксеновая порода	Биотит-пироксен-канкринитовая порода *Би+Пир+Канкр+Ка*	Биотит-пироксеновый карбонатит *Би+Пир+Ка*	Биотитовый карбонатит *Би+Ка*	Мономинеральный кальцитовый карбонатит *Ка*
Биотитовый нефелиновый сиенит	Канкринит-биотитовый альбитит *Канкр+Би+Аб+Ка*	Биотитовый альбитит *Би+Аб+Ка*	То же	
Бескварцевый апосланцевый фенит	Биотит-эгириновый альбитит *Би+Эг+Аб+Ка*	Биотит-эгириновый карбонат *Би+Эг+Ка*	Эгириновый карбонатит *Эг-Ка*	
	Амфибол-эгириновый альбитит *Амф+Эг+Аб+Ка*	Амфибол-эгириновый карбонатит *Амф+Эг+Ка*	То же	
	Магнетит-эгириновый альбитит *Мт+Эг+Аб+Ка*	Магнетит-эгириновый карбонатит *Мт+Эг+Ка*	» »	
Кварц-биотитовый фенит	Кварц-биотитовый альбитит *Кв+Би+Аб+Ка*	Биотитовый альбитит *Би+Аб+Ка*	Биотитовый карбонатит *Би+Ка*	
Существенно кварцевый сланец	Кварц-амфибол-эгириновый карбонатит *Кв+Амф+Эг+Ка*	Амфибол-эгириновый карбонатит *Амф+Эг+Ка*	Эгириновый карбонатит *Эг+Ка*	

которые по числу минералов соответствуют карбонатитам внешней зоны массивов 1 и 3. Фациальной зональности в метасоматических породах массива 2 не наблюдается.

Таким образом, обычная метасоматическая зональность является типичным признаком карбонатитовых образований в массивах Восточной Сибири. Осложняющая ее фациальная зональность, видимо, проявляется только в определенных условиях.

Несмотря на отсутствие фациальных зон в щелочно-карбонатных метасоматитах массива 2, зональность их разнообразнее, чем в массивах 1 и 3. В них можно выделить семь главных типов метасоматических колонок, соответствующих пяти типам исходных пород. В каждой колонке выделяется четыре метасоматические зоны (см. табл. 25). Развитие зон, как правило, неравномерное: мощность отдельных зон варьирует от нескольких миллиметров до десятков метров. Наиболее мощными являются зоны 2 и 3, только в телах, развившихся по кварцсодержащим фенитам и сланцам, преобладает зона 1. Зона 4 наблюдается только в наиболее мощных телах.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ II СТАДИИ

Изменение химического состава карбонатитов II стадии, развивающихся по нефелин-пироксеновым породам, от зоны к зоне, в общем такое же, как и в карбонатитах I стадии.

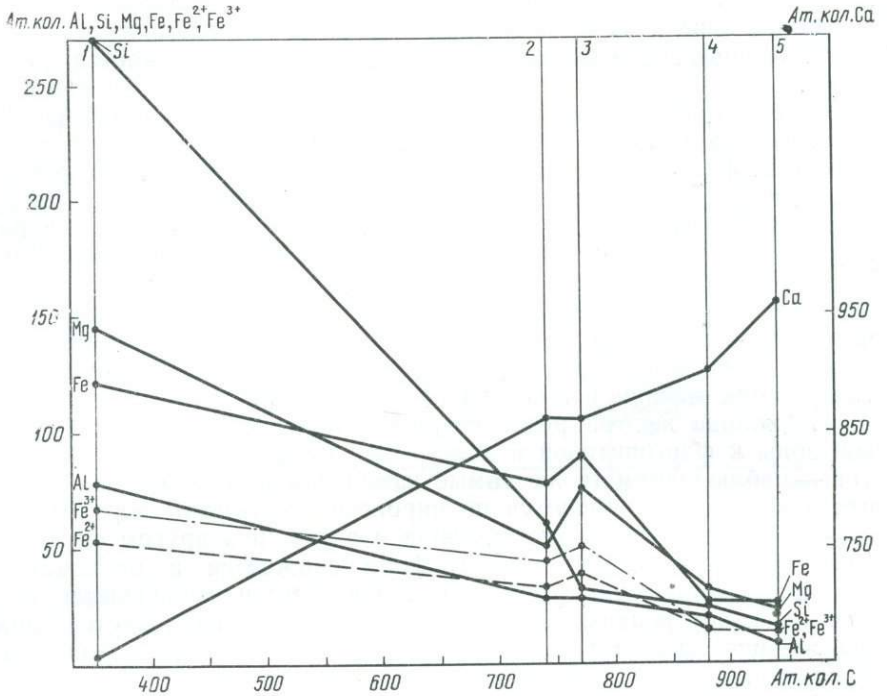
Для изучения изменений химического состава карбонатитов II стадии, заместивших карбонатиты I стадии, были отобраны разрезы вкрест протирания тел, развившихся по пироксеновым и форстеритовым

Таблица 26

Химический состав карбонатитов II стадии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	3,75	5,47	2,34	2,97	2,86	2,10	2,78	2,44	2,18	2,06	2,61	0,97	0,74
TiO_2	0,51	0,52	0,28	0,27	0,43	0,19	0,28	0,19	0,30	0,19	0,16	0,11	0,10
Al_2O_3	1,76	1,22	2,55	0,19	1,20	1,70	1,21	0,98	0,83	1,77	2,28	1,02	0,21
Fe_2O_3	4,46	2,40	4,52	2,61	3,63	3,27	3,18	4,25	2,92	2,84	6,28	0,80	1,03
FeO	3,00	2,40	2,00	2,00	3,00	2,40	2,20	2,00	2,43	3,80	3,00	0,80	0,82
CaO	46,19	47,47	48,14	49,66	46,19	48,36	46,34	47,49	47,92	48,34	44,10	50,33	50,90
MgO	2,28	2,49	1,87	1,43	3,65	3,90	3,41	3,46	2,65	2,69	3,28	1,07	0,68
K_2O	0,49	0,08	0,08	0,33	0,35	0,30	0,25	0,35	0,28	0,05	0,39	0,39	0,39
Na_2O	0,47	0,20	0,32	0,41	0,43	0,27	0,47	0,57	0,51	0,24	0,61	0,43	0,39
MnO	0,28	0,29	0,30	0,27	0,39	0,37	0,34	0,37	0,35	0,36	0,40	0,20	0,16
P_2O_5	4,60	4,30	3,43	4,46	5,10	4,58	3,62	4,66	3,85	3,64	4,35	1,70	2,96
$S_{общ.}$	0,60	0,46	0,45	0,30	0,32	0,40	0,49	0,33	0,43	0,39	0,65	0,38	0,36
CO_2	30,70	31,82	32,51	35,00	29,60	32,50	34,95	32,25	33,70	33,25	31,40	39,65	41,82
F	0,23	0,17	0,17	0,16	0,28	0,20	0,20	0,28	0,20	0,17	0,40	0,15	Не обн.
ΣH_2O	0,08	0,05	0,07	0,08	0,10	0,22	0,07	0,10	0,11	0,10	—	0,10	» »

1—4 — диопсидовые карбонатиты; 5—7 — форстеритовые карбонатиты (внешняя зона); 8—11 — форстеритовые карбонатиты (внутренняя зона); 12 — слюдяной карбонатит; 13 — карбонатит, не содержащий силикатов. Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.



Фиг. 26. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах II стадии, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии

1 — исходный пироксеновый карбонатит I стадии;
2 — диопсидовый карбонатит;
3 — форстеритовый карбонатит внутренней зоны;
4 — слюдяной корбнатит;
5 — карбонатит, не содержащий силикатов

карбонатитам I стадии. Поскольку различия в минеральном составе образований II стадии в пределах зон менее значительны, чем в карбонатитах I стадии, пробы отобраны таким образом, чтобы они представляли средний состав зоны. Для характеристики состава каждой зоны было взято по 3—4 пробы из разных тел (табл. 26). На графиках (фиг. 26, 27) приведены средние содержания по каждой группе проб. Сравнение химического состава карбонатитов II стадии с составом исходных карбонатитов показывает, что по отношению к ранним, карбонатиты II стадии резко обогащены углекислотой и кальцием и обеднены кремнием, алюминием и магнием см. (фиг. 26, 27).

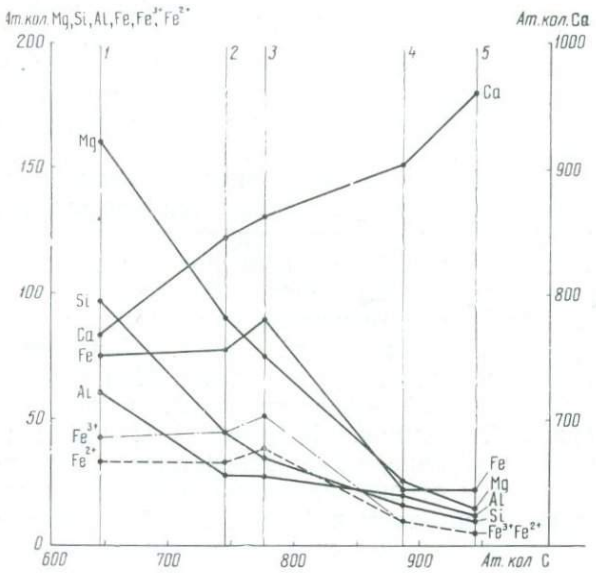
В диопсидовых зонах тел, образовавшихся по пироксеновым карбонатитам (см. фиг. 26), наиболее интенсивно снижается содержание кремния, в несколько меньшей степени уменьшается количество магния. Снижение содержаний алюминия и железа происходит с одинаковой интенсивностью, заметно меньшей, чем падение содержаний магния; при этом отношение $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ незначительно возрастает (от 1,26 в исходных породах до 1,33 в диопсидовой зоне). Количество кальция растет медленнее, чем содержание углекислоты. При переходе от диопсидовой зоны к внутренней — форстеритовой, происходит дальнейшее снижение содержаний кремния. Количества кальция и алюминия сохраняются на одном уровне, резко возрастают содержания магния и железа с повышением отношения окисного железа к закисному до 1,4. От форстеритовой зоны к флогопитовой наиболее интенсивно снижаются содержания магния и железа, с меньшей интенсивностью происходит вынос кремния и алюминия. В зоне, не содер-

жащей силикаты, сохраняется то же количество железа, что и во флогопитовой зоне и та же величина отношения окисного железа к закисному. Количество всех остальных компонентов снижается до минимума.

В том случае, когда карбонатитовые тела развиваются по форстеритовым карбонатитам I стадии, поведение компонентов несколько иное (см. фиг. 27). Содержание железа во внешней зоне карбонатитов II стадии не уменьшается, а даже несколько увеличивается по сравнению с исходными породами, хотя по количеству железа форстеритовые карбонатиты внешней зоны не отличаются от диопсидовых. При этом $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ возрастает от 1,3 в исходных карбонатитах до 1,4 во внешней зоне тел II стадии. Снижение содержания магния происходит значительно интенсивнее, чем снижение содержания кремния. При переходе от внешней форстеритовой зоны к внутренней уменьшаются содержания магния и кремния, количество алюминия не изменяется, а содержание железа резко возрастает. При переходе от форстеритовой зоны к флогопитовой и далее — к зоне, не содержащей силикатов,— наблюдаются те же самые изменения в содержаниях элементов, что и в телах, развившихся по пироксенсодержащим породам.

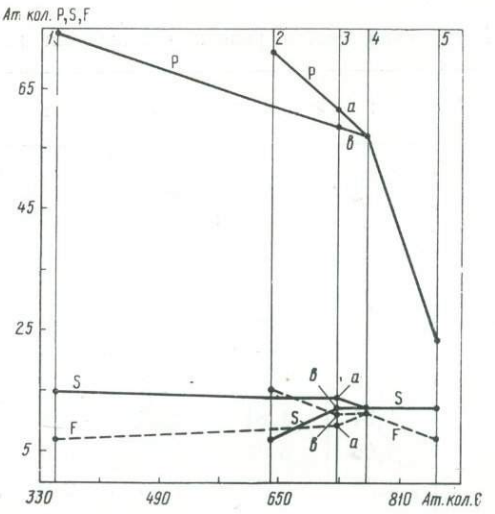
Изменение содержания фосфора и в том, и в другом случае аналогично (фиг. 28). Количество фосфора снижается в карбонатитах II стадии по сравнению с исходными породами и уменьшается от внешних зон к внутренним. Одновременно с этим наблюдается заметное обогащение апатитом карбонатитов I стадии вдоль границ с телами II стадии.

На поведение серы и фтора влияет разница в содержаниях этих элементов в исходных породах: при развитии карбонатитов II стадии по ранним пироксеновым карбонатитам, сравнительно богатым серой и бедным фтором, во внешних зонах количество фтора несколько увеличивается, а содержание серы сохраняется прежним (см. фиг. 28). При переходе от внешних, диопсидовых зон к внутренним, форстеритовым количество серы несколько уменьшается, а фтора — возрастает; далее к центру тел количество серы сохраняется на постоянном уровне, а содержание фтора снижается.



Фиг. 27. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах II стадии, развившихся по форстеритовым карбонатитам I стадии

1 — исходный форстеритовый карбонатит I стадии;
2 — форстеритовый карбонатит внешней фациальной зоны;
3 — форстеритовый карбонатит внутренней фациальной зоны;
4 — слюдяной карбонатит;
5 — карбонатит, не содержащий силикатов



Фиг. 28. Изменение содержаний фосфора, серы и фтора в карбонатитах II стадии

1 — исходный пироксеновый карбонатит I стадии;
2 — исходный форстеритовый карбонатит I стадии;
3 — карбонатиты внешней фациальной зоны: а) диопсидовый, б) форстеритовый;
4 — форстеритовый карбонатит внутренней зоны;
5 — слюдяной карбонатит

При развитии тел II стадии по форстеритовым карбонатитам I стадии, наиболее богатым фтором и бедным серой, во II стадию отмечается увеличение количества серы и снижение содержаний фтора, причем концентрация серы сохраняется постоянной во всех зонах, а количество фтора одинаково лишь в обеих форстеритовых зонах (внешней и внутренней), а к центру тел заметно снижается.

Для характеристики изменений химического состава пород при формировании щелочно-карбонатных метасоматитов массива 2 отобраны разрезы по трем типам метасоматических колонок, развившихся за счет 1) нефелин-пироксеновых пород, 2) бескварцевых апосланцевых фенитов, 3) кварцсодержащих апосланцевых фенитов. Каждая проба представляет средний состав зоны. Кроме того, отобраны пробы, характеризующие средний состав альбититов и карбонатитов внешних зон других колонок. Результаты анализов проб приведены в таб. 27 и на графиках (фиг. 29—32).

Сравнение химического состава силикатных метасоматитов с составом исходных пород показывает, что 1) по значению петрохимических характеристик (*S*, *a*, *c* и *b*) метасоматиты весьма близки к исходным породам (табл. 27); 2) метасоматиты практически не отличаются от исходных пород по соотношению Si : Al : Fe (табл. 28); 3) метасоматиты содержат больше летучих компонентов и кальция и меньше магния, чем исходные породы; 4) альбититы обогащены натрием и обеднены калием по сравнению с исходными породами, только в канкринитовых породах относительное содержание калия увеличивается, а величина отношения Na : K — уменьшается.

Карбонатиты по сравнению с силикатными метасоматитами обеднены кремнием, алюминием и обогащены углекислотой и кальцием (фиг. 30). Содержание кремния и алюминия уменьшается от зоны II к зоне 3 и достигает минимума в зоне 4. Концентрация кальция и углекислоты закономерно увеличивается в том же направлении. Содержание железа в 1—3 зонах остается примерно на одном уровне, соответствующем уровню его содержаний в исходных породах. Магний ведет себя так же как железо в карбонатитах, заместивших лейкократовые породы (нефелиновые сиениты и апосланцевые фениты). В карбонатитах, развившихся по нефелин-пироксеновым породам, его содержание уменьшается от периферических зон к осевым.

Химический состав ранних кальцитовых карбонатитов и сопряженных с ними

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	62,01	60,98	59,88	50,72	15,07	57,81	55,17	10,08
TiO_2	1,09	1,06	0,97	0,88	0,73	0,93	1,04	0,34
Al_2O_3	15,08	14,94	15,83	14,76	4,57	14,96	13,86	2,01
Fe_2O_3	2,46	7,04	2,46	1,87	1,31	6,87	7,71	4,54
FeO	8,74	3,70	7,14	7,02	6,64	2,76	2,59	3,22
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0,27
MgO	1,73	1,18	1,81	2,87	3,32	1,16	0,98	1,91
CaO	1,34	1,84	2,24	6,78	38,12	3,56	4,13	40,07
Na_2O	3,06	5,07	4,65	6,01	0,48	8,82	8,45	1,53
K_2O	2,23	0,97	1,44	2,66	2,83	1,14	1,96	1,45
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	3,02
П. п. п.	2,37	3,09	3,76	5,35	26,88	2,86	3,42	2,29
S	—	—	—	—	—	—	—	0,59
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	28,70
Сумма	100,11	99,87	99,78	99,92	99,95	100,88	99,31	100,02
S	69,2	70,6	69,3			64,9	63,2	
a	9,5	12,7	12,5			20,6	21,2	
c	1,6	2,2	2,7			0,6	1,4	
b	19,7	14,5	15,5			13,9	14,2	
Q	+17,8	+13,6	+10,9			—12,0	—17,4	
c'	—	—	—			26,0	25,3	
m'	14,4	13,8	19,9			13,9	11,6	
f'	51,0	65,9	57,5			60,1	63,1	
a'	34,6	20,3	22,6			—	—	
n'	—	—	—			—	—	
$\frac{Na+K}{Al}$	0,49	0,63	0,58			0,94	0,87	
$\frac{Na}{K}$	2,1	7,7	4,8			11,4	6,6	

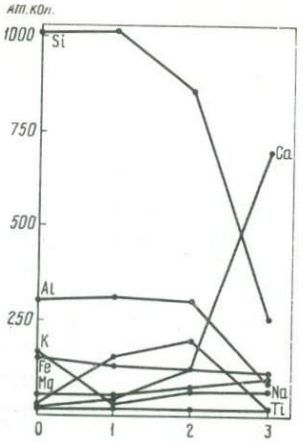
1 — апосланцевый кварцевый альбитит; 2—5 — метасоматиты по кварцсодержащим фенитам: 2 — амфибол-эгириновый альбитит, 3 — кварцевый биотитовый альбитит, 4 — биотитовый альбитит, 5 — биотитовый карбонатит; 6—11 — метасоматиты по бескварцевым апосланцевым фенитам: 6, 7 — биотит-пироксеновый альбитит, 8 — биотит-пироксеновый карбонатит, 9 — магнетит-эгириновый карбонатит, 10 — амфибол-эгириновый карбонатит, 11 — эгириновый карбонатит; 12—14 — метасоматиты по нефелиновым сиенитам:

метасоматитов массива 2

9	10	11	12	13	14	15	16	17
9,14	10,58	9,18	53,76	53,34	43,08	40,86	31,27	14,06
0,35	0,29	0,09	0,28	0,28	1,91	2,13	1,79	0,99
0,34	0,76	0,13	20,11	21,46	13,40	12,67	3,82	4,45
6,58	7,52	2,96	2,92	1,47	5,11	3,89	4,26	1,49
1,44	1,31	0,28	3,70	3,75	2,46	2,62	3,04	5,21
0,38	0,35	—	—	—	—	—	0,27	0,25
0,66	1,31	0,42	1,04	1,48	3,12	4,11	3,23	3,59
44,06	41,57	48,34	3,09	3,38	13,28	17,44	26,20	37,17
1,43	2,74	1,36	9,11	9,44	9,94	9,38	4,42	0,73
0,17	0,10	0,07	2,31	1,76	2,85	2,48	1,65	2,49
2,20	3,69	0,51	—	—	—	—	2,41	3,53
—	—	—	3,49	3,22	4,62	3,76	0,62	0,70
0,45	0,48	—	—	—	—	—	0,64	0,39
32,45	29,09	39,96	—	—	—	—	14,78	24,97
99,65	99,54	99,30	99,81	99,58	99,77	99,34	99,91	100,02
			63,8	63,6	51,6	47,9		
			24,3	24,5	18,2	16,9		
			1,8	2,8	$\bar{c}$=6,8	$\bar{c}$=5,7		
			10,1	9,1	23,4	29,5		
			—22,8	—24,6	—40,0	—43,7		
			20,4	16,4	70,5	71,3		
			18,3	28,9	22,9	23,4		
			61,3	54,7	—	—		
			—	—	—	—		
			—	—	6,6	5,3		
			0,87	0,81	1,46	1,44		
			6,1	8,2	5,3	5,7		

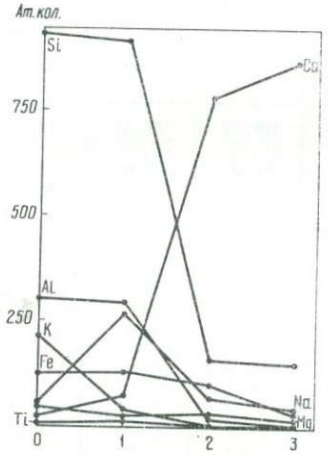
12 — альбитизированный эндоконтактовый нефелиновый сиенит, 13 — биотит-канкринитовый альбитит, 14 — биотит-пироксен-канкринитовый альбитит; 15—17 — метасоматиты по нефелин-пироксеновым породам: 15 — биотит-пироксен-канкринитовая порода с кальцитом, 16 — биотит-пироксеновый-карбонатит, 17 — биотитовый карбонатит.

Анализы выполнены в лаборатории Иргиредмета, аналитики А. П. Галанова и А. С. Семенова.



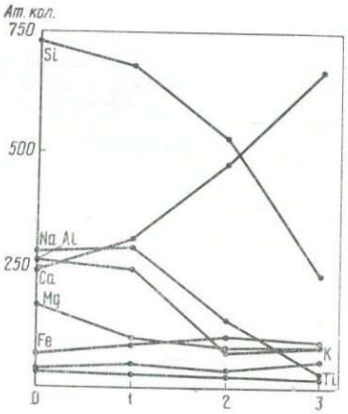
Фиг. 29. Изменение содержаний главных породообразующих элементов по зонам метасоматитов, заместивших кварцсодержащие фениты (массив 2)

0 — кварц-биотитовый фенит;
1 — кварц-биотитовый альбитит с кальцитом;
2 — биотитовый альбитит с кальцитом;
3 — биотитовый кальцитовый карбонатит



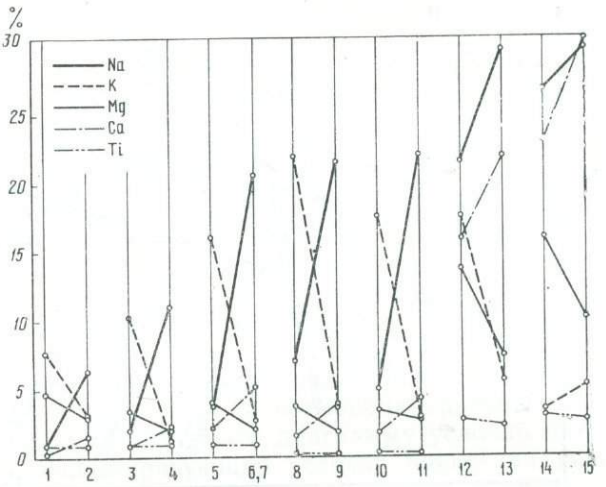
Фиг. 30. Изменение содержаний главных породообразующих элементов по зонам метасоматитов, заместившие бескварцевые апосланцевые фениты (массив *2*)

0 — биотит-пироксеновый фенит;
1 — биотит-пироксеновый альбитит с кальцитом;
2 — биотит-пироксеновый кальцитовый карбонатит;
3 — пироксеновый кальцитовый карбонатит



Фиг. 31. Изменение содержаний главных породообразующих элементов по зонам метасоматитов, заместившие нефелин-пироксеновые породы (массив 2)

0 — нефелин-пироксеновая порода;
1 — биотит-пироксеновая канкринитовая порода с кальцитом;
2 — биотит-пироксеновый кальцитовый карбонатит;
3 — биотитовый кальцитовый карбонатит



Фиг. 32. Изменение отношений атомных количеств калия, натрия, кальция, магния, титана к сумме атомных количеств кремния, алюминия и железа при преобразовании сланцев, фенитов, нефелиновых сиенитов и нефелин-пироксеновых пород (массив 2)

1—15 — номера обр. табл. 28; для обр. 6 и 7 дано среднее значение отношений

Таблица 28

Отношение атомных количеств кремния, алюминия и железа в исходных породах и силикатных метасоматитах массива 2

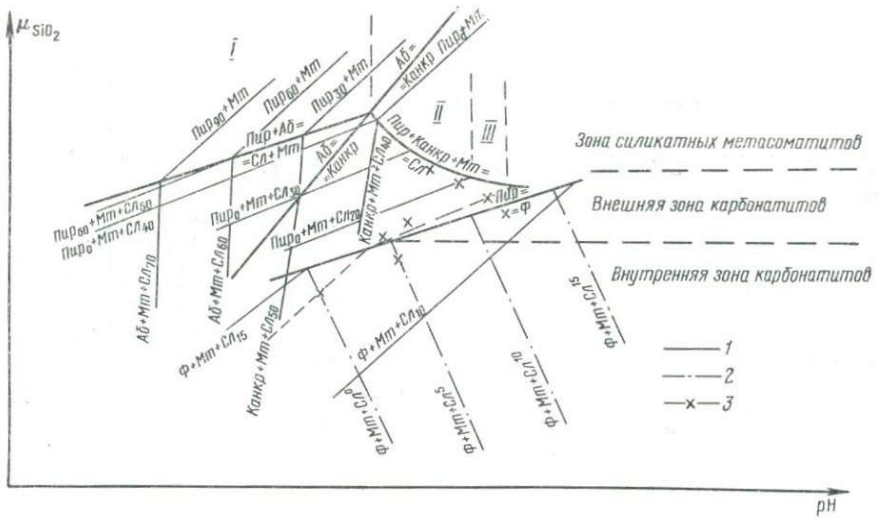
Породы	% от Σ Si + Al + Fe		
	Si	Al	Fe
Кварц-мусковитовый сланец	69,5	20,5	10,0
Альбитит по сланцу	69,7	20,0	10,3
Кварц-биотитовый фенит	69,0	20,6	10,4
Альбитит по кварц-биотитовому фениту	70,1	20,3	9,6
Биотит-пироксеновый фенит	69,2	21,0	9,8
Альбитит по биотит-пироксеновому фениту	69,7	21,2	9,1
То же	69,5	20,5	10,0
Эндоконтактовый нефелиновый сиенит	65,0	29,0	6,0
Альбитит по эндоконтактовому нефелиновому сиениту	65,1	23,6	6,3
Биотитовый нефелиновый сиенит	63,7	29,8	6,5
Альбитит по биотитовому нефелиновому сиениту	63,5	30,5	6,0
Пироксен-нефелиновый фенит	67,6	24,3	8,1
Альбитит по пироксен-нефелиновому фениту	66,7	24,3	9,0
Нефелин-пироксеновая порода (ийолит)	68,0	25,0	7,0
Метасоматиты по ийолитам	67,1	24,6	8,3

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТИТОВ II СТАДИИ

В массивах 1 и 3 минеральные ассоциации карбонатитов II стадии и сопряженных с ними силикатных метасоматитов отличаются от парагенезисов I стадии следующими особенностями:

1) в силикатных метасоматитах II стадии вместо нефелина устойчив канкринит, а вместо калиевого полевого шпата — альбит;

2) в карбонатитах II стадии железистость слюд и пироксенов варьирует шире, чем в образованиях I стадии;



Фиг. 33. Минеральные равновесия карбонатитов и силикатных метасоматитов II стадии в зависимости от химического потенциала кремнекислоты и щелочности

1 — линии постоянной железистости слюд и пироксенов;

2 — линии постоянной глиноземистости слюд;

3 — точки равновесия слюд (проанализированные образцы);

I—IV — области устойчивости парагенезисов метасоматитов, относящихся к разным фациям по исходным породам:

I — по щелочным, нефелиновым сиенитам и полевошпатизированным ийолитам;

II — по ийолитам, нефелин-пироксеновым и пироксеновым породам;

III — по пироксеновым карбонатитам I стадии;

IV — по форстеритовым карбонатитам I стадии

3) как в карбонатитах, так и в силикатных метасоматитах отсутствует гранат.

В остальном образования II стадии сходны с породами I, в них наблюдается в общем та же зональность с постепенным убыванием количества кремния от периферии к центру и структуры, характеризующие кальцит как вполне подвижный избыточный минерал. Поэтому при парагенетическом анализе образований II стадии массивов 1 и 3 в качестве исходных приняты те же условия, что и для I стадии.

Следует отметить, что в карбонатитах II стадии отсутствует периклаз и магний отнесен к числу инертных компонентов по аналогии с образованиями I стадии, поскольку поведение магния в образованиях II стадии, развившихся по ранним карбонатитам и нефелинпироксеновым породам, мало отличается от его поведения в I стадию. В метасоматитах, развившихся по полевошпатовым породам исчезает магнетит, резко возрастает железистость темноцветных минералов (пироксен представлен почти чистым эгирином) и появляется такой парагенезис как канкринит+альбит+слюда. Эти изменения дают основание предположить, что фации, развившиеся по полевошпатовым породам, содержавшим мало магния, образуются в условиях подвижного поведения магния и инертного поведения кремния. Метасоматиты, являющиеся системами с подвижным магнием и инертным кремнием, рассматриваются при анализе парагенезисов метасоматитов массива 2. В систему с инертным магнием альбитсодержащие парагенезисы включены в известной степени условно и только для того, чтобы сравнить их с остальными парагенезисами карбонатитов II стадии массивов 1 и 3.

Главные минеральные парагенезисы карбонатитов II стадии массивов 1 и 3, развивающихся по ранним карбонатитам, пироксеновым и нефелин-пироксеновым породам,—диопсид+слюда+магнетит (+кальцит) и форстерит+слюда+магнетит(+кальцит). В периферических частях тел в контакте с вмещающими силикатными породами отмечаются парагенезисы канкринит+диопсид+магнетит и, реже, канкринит+диопсид+слюда. Таким образом, главная минеральная ассоциация этих образований состоит из шести минералов: канкринита, диопсида, слюды, форстерита, магнетита и кальцита. Поскольку кальцит представляет собой избыточный вполне подвижный минерал, эта ассоциация отвечает нонвариантному состоянию системы и может быть изображена пучковой диаграммой с одной нонвариантной точкой. Среди карбонатитов не встречено образований, содержащих канкринит и форстерит с равновесными взаимоотношениями, поэтому на диаграмме (фиг. 33) изображены только две моновариантные линии этого пучка, соответствующие наблюдаемым в природе четырехминеральным парагенезисам (+кальцит). Кроме того, на эту диаграмму условно нанесена нонвариантная точка, характеризующая условия появления альбита в этой системе, для того, чтобы получить возможность сравнить условия образования безальбитовых и альбитсодержащих парагенезисов.

Составы минералов, принятые для расчета диаграммы и уравнения реакций моновариантных равновесий приведены в табл. 29 и 30.

Таблица 29

Состав и молекулярный вес минералов карбонатитов и сопряженных с ними силикатных метасоматитов, принятые при расчетах реакций (II стадия)

Минерал	Формула	Молекулярный объем, *см³/г·моль*
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	101
Канкринит	$NaAlSiO_4 \cdot {}^1/_3 CaCO_3$	66,5
Магнетит	Fe_3O_4	43,5
Пироксен	1) $CaMgSi_2O$	66
	2) $Na_nCa_{1-n}Mg_{1-n}Fe_nSi_2O_6$	66
Слюда	1) $KMg_{3-m}Fe_mAlSi_3O_{10}(OH)_2$	150
	2) $KMg_{1,8-n}Fe_{1,2+n}AlSi_3O_{10}(OH)_2$; $n = n_{пир}$	150
	3) $KMg_{2,6-e}Fe_{0,4}Al_{1+e}Si_3O_{10}(OH)_2$	150
Форстерит	Mg_2SiO_4	44,5

В табл. 29 отражены следующие особенности состава темноцветных минералов из карбонатитов массива 1:

1) непосредственно на контакте с канкринитсодержащими силикатными метасоматитами в диопсидовых карбонатитах наблюдаются слюды с постоянным содержанием алюминия, железистость которых варьирует от $f=40\%$ до $f=20\%$ (слюда 1);

2) в диопсидовых карбонатитах, удаленных от контакта, вплоть до границы с форстеритовыми карбонатитами состав слюд не меняется. Слюды такого же состава наблюдаются в зоне контакта диопсидовых карбонатитов с пироксеновыми карбонатитами I стадии (слюда 2);

3) в фостеритовых карбонатитах при почти неизменном количестве железа в слюдах варьирует содержание магния и алюминия (слюда 3);

Таблица 30

Реакции четырехминеральных равновесий в присутствии вполне подвижного кальцита II стадия, массивы 1 и 3

Пучок	Линия	Реакция	ΔH+	ΔSiO_2
[Аб]	(*Канкр, Сл, Мт*)	$2П \rightleftarrows Ф + 2{,}4\ Ка$	0,8	3
	(Ф)	$Канкр + (9—3m)\ Пир + mMm \rightleftarrows 3\ Сл + (11{,}2—4{,}2m)\ Ка$	$-(0{,}6—2{,}4m)$	$12—6m$
[Ф]	(*Пир, Мт, Сл*)	$3\ Аб \rightleftarrows 3\ Канкр + 2{,}6\ Ка$	7,2	6
	(*Канкр*)	$(3—3n)Аб + (5{,}4—3n)Пир \rightleftarrows (3—3n)Сл + (2n—1{,}2)Мт + (1{,}72—1{,}2n)\ Ка$	$3{,}72—1{,}8n$	$10{,}8—6$
	(*Аб*)	$3\ Канкр + (9—3m)\ Пир + Мт \rightleftarrows 3\ Сл + (11{,}2—4{,}2m)\ Ка$	$0{,}6+2{,}4m$	$12—6m$

4) в пироксенах из карбонатитов, развившихся по ранним карбонатитам и безполевошпатовым силикатным породам состав пироксена постоянный, близкий к чистому диопсиду (пироксен 1). В карбонатитах, заместивших полевошпатовые породы, состав пироксена варьирует от диопсида до диопсид-эгирина (пироксен 2). Эти особенности состава слюд и пироксенов учтены при расчетах реакций и построении диаграммы (см. табл. 30, фиг. 33).

На диаграмме отчетливо видно, что переход от внутренней форстеритовой зоны к внешней пироксеновой и далее к зоне силикатных метасоматитов, как и в I стадию, происходит в условиях нарастания химического потенциала кремния. Изменение состава слюд показывает, что одновременно от зоны к зоне происходит изменение щелочности, причем, степень и характер ее изменения зависят от состава исходных пород.

В карбонатитах, развившихся по форстеритовым карбонатитам I стадии, наблюдается заметное уменьшение глиноземистости слюд от периферии тел к внутренней зоне. Такое изменение состава слюд свидетельствует о снижении щелочности в форстеритовых карбонатитах внутренней зоны по сравнению с внешней.

В диопсидовых карбонатитах, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии, не наблюдается изменения состава слюд от внешних частей тел к внутренним. При переходе от диопсидовой зоны к форстеритовой состав слюд также остается без изменения. В условиях снижения активности кремния состав слюд может оставаться неизменным только при снижении щелочности. Таким образом, и в этом случае можно с уверенностью говорить о снижении щелочности от периферии к центру тел. В диопсидовых карбонатитах, образовавшихся за счет существенно пироксеновых пород, от периферии к центру тел железистость слюд снижается очень незначительно. Вероятно, и в этом случае происходит снижение щелочности от внешних зон тел к внутренним.

У контакта диопсидовых карбонатитов с ийолитами магматического облика в карбонатитах наблюдаются сравнительно железистые слюды. Железистость их уменьшается по мере перехода к внутренним частям тел, а состав пироксена остается неизменным. Можно предположить, что в этом случае щелочность в карбонатитовой колонке при переходе от внешних зон к внутренним оставалась постоянной или снижалась очень незначительно.

В карбонатитах, развивающихся по силикатным породам, содержащим полевой шпат, от периферии к центру заметно снижается железистость как слюд, так и пироксенов; железистость слюд от периферии

к центру тел уменьшается даже в парагенезисах альбит+магнетит+слюда, хотя и очень незначительно. Изменения в составе минералов показывают, что в этих фациях карбонатитов от центра к периферии щелочность снижалась.

На диаграмме (см. фиг. 33) отчетливо видно, что образование внешних зон карбонатитов по различным исходным породам происходит в условиях различной щелочности, причем щелочность карбонатитовых фаций снижается по мере снижения щелочности исходных пород в ряду форстеритовые карбонатиты I стадии — пироксеновые карбонатиты I стадии — пироксениты и пироксеновые породы — нефелин-пироксеновые породы — ийолиты — полевошпатовые породы. Образование внутренних зон карбонатитовых тел происходит в небольшом интервале щелочности, для внутренних зон карбонатитовых тел массива 1 примерно соответствующем щелочности ийолитов.

Следовательно, большинство карбонатитов массива 1 формируются в условиях градиента щелочности между периферической и осевой частями тел. В относительно щелочных фациях (при щелочности исходных пород более высокой, чем щелочность ийолитов) от центра к периферии тел наблюдается возрастание щелочности. В сравнительно кислых фациях (при меньшей по сравнению с ийолитами щелочности исходных пород) от центра к периферии щелочность, напротив, снижается.

Таким образом, как и в I стадию, в карбонатитах II стадии выделяются фации по исходным породам, которые одновременно являются и фациями различной щелочности. В пределах каждой фации по исходным породам зоны карбонатитовой колонки представляют собой, в первую очередь, фации различной кремнекислотности. Кроме того, в большинстве карбонатитовых тел зоны метасоматической колонки также являются фациями различной щелочности.

Щелочность исходных растворов во II стадию была значительно ниже щелочности растворов I стадии и близка к щелочности ийолитов магматического облика. Снижение щелочности исходных растворов II стадии скорее всего является следствием снижения температуры от I ко II стадии. Такое снижение температуры вполне вероятно, если учесть следующие особенности образований II стадии по сравнению с I.

1) В метасоматитах II стадии не встречаются признаки устойчивости нефелина. К моменту появления кальцита нефелин полностью замещен канкринитом и при развитии кальцита перекристаллизации подвергается канкринит.

2) В метасоматитах II стадии по нефелину часто развивается не канкринит, а агрегат альбита и мусковита.

3) В образованиях II стадии шорломит неустойчив; он замещается агрегатом слюды, сфена и магнетита.

4) Во внутренних частях тел карбонатитов II стадии периклаза нет. Вместо него появляется гумит, который можно рассматривать как своего рода «сумму» форстерита и брусита, т. е. считать в какой-то степени аналогом брусита. Согласно экспериментальным данным (Иванов, 1961, 1962$_{1, 2}$; Jiysma, 1965; Kennedy, 1956), появление альбита вместо калиевого полевого шпата, канкринита или альбит-мусковитового агрегата вместо нефелина, брусита вместо переклаза и т. д.— свидетельствует о снижении температуры системы. Следовательно, отмеченные особенности состава карбонатитов II стадии указывают на более низкие температуры их формирования по сравнению с карбонатитами I стадии.

Некоторые наблюдения позволяют сравнить условия образования карбонатитов II стадии массива 1 и карбонатитов II^{а} и II^{б} подстадий массива 3. Общие закономерности в изменении состава форстерита, наблюдаемые в массиве 1, сводятся к снижению железистости от I ко II

стадии (с понижением температуры) и от периферии тел II стадии к внутренним зонам (с уменьшением кремнекислотности и щелочности). В форстеритовых карбонатитах II ^{а} подстадии форстериты более железистые, чем в форстеритовых карбонатитах II стадии массива 1, причем железистость форстеритов также возрастает от внутренних зон к внешним. В карбонатитах II^{б} подстадии железистость форстеритов близка к железистости форстеритов из внутренних форстеритовых зон карбонатитов II стадии массива 1. Исходя из этого, можно предположить, что карбонатиты II^{а} подстадии — образования несколько более высокотемпературные, чем карбонатиты II стадии массива 1. Условия формирования карбонатитов II^{б} подстадии по температуре и щелочности близки к условиям формирования внутренних зон карбонатитов II стадии массива 1.

В апоийолитовых фациях карбонатитов II^{а} подстадии Е. М. Эпштейном и Е. Н. Нечаевой отмечено появление эгирин-диопсида на границе с силикатными метасоматитами. На границе с форстеритовой зоной в этих фациях наблюдается диопсид. Такая смена позволяет предположить, что в колонке апоийолитовых карбонатитов II^{а} подстадии происходит возрастание щелочности от периферии к центру, т. е. что исходные растворы II^{а} подстадии были более щелочными, чем ийолиты. В колонках, развившихся по нефелин-пироксеновым породам, даже в зоне силикатных метасоматитов пироксен представлен диопсидом, а слюда — флогопитом, железистость которого не выше 30%. По направлению к осевой части тел состав диопсида не меняется, а железистость слюды уменьшается до 15—20%. Судя по диаграмме (см. фиг. 33), именно в этом случае можно предположить постоянную щелочность по всей колонке. Вероятно, в массиве 3 щелочность растворов, поступавших во II^{а} подстадию, была близка к щелочности нефелин-пироксеновых пород. На несколько более высокую щелочность внутренних зон карбонатитов II^{а} подстадии по сравнению с карбонатитами II стадии массива 1 указывает и меньшая величина железистости слюд. Видимо, температурный интервал формирования карбонатитов II стадии массива 3 был шире, чем в массиве 1, за счет подъема верхней температурной границы. Карбонатиты II^{а} подстадии — образования, несколько более высокотемпературные и более щелочные, чем карбонатиты II стадии массива 1; карбонатиты II^{б} подстадии по температуре и щелочности близки к карбонатитам II стадии массива 1.

В массиве 2 для периферических частей тел также характерны пятиминеральные парагенезисы, включающие апатит и кальцит. Однако, в отличие от массивов 1 и 3, здесь широкое развитие получили ассоциации с альбитом. При замещении нефелин-полевошпатовых пород канкринит развивается только по нефелину, а альбит — только по калиевому полевому шпату.

В метасоматитах по бескварцевым фенитам количество альбита почти точно соответствует количеству калиевого полевого шпата в исходной породе. Видимо, альбит появляется в результате реакции:

$$KAlSi_3N_8 + Na^+ \rightarrow NaAlSi_3O_8 + K^+.$$

При замещении сланцев альбит образуется за счет кварца и серицита. Если сланцы обогащены кварцем по отношению к слюде, они преобразуются в кварцсодержащие альбититы. В участках, первоначально обогащенных слюдистым материалом, кварц в метасоматитах не образуется, но зато более широкое развитие получает альбит. Вероятно в этом случае замещение идет по схеме:

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 3Na^+ \rightarrow 3NaAlSi_3O_8 + K^+ + 2H^+.$$

Развитие парагенезисов с равновесными канкринитом и альбитом, присутствие в некоторых ассоциациях кварца, характер приведенных реакций, зависимость количественных соотношений альбита и канкринита от соотношения нефелина и калиевого полевого шпата в субстрате дают основание считать, что метасоматиты массива 2 формировались в условиях инертного поведения кремния и алюминия. Инертным было и поведение железа. Об этом свидетельствуют наличие в парагенезисах магнетита и незначительное изменение содержаний железа в карбонатитах по сравнению с исходными породами. На инертное поведение алюминия, кремния и железа указывает и тот факт, что соотношение этих элементов в метасоматитах такое же, как и в исходных породах.

Вторую группу компонентов составляют калий, натрий, кальций, магний, вода и углекислота. Содержание этих компонентов в щелочно-карбонатных метасоматитах в общем не зависит от состава исходных пород и, видимо, определяется их концентрациями в воздействующем растворе. Поэтому их можно отнести к числу подвижных компонентов.

В качестве одного из виртуальных интенсивных параметров для анализа этой системы также выбрана щелочность (pH), исходя из тех же соображений, что и при парагенетическом анализе фенитов. Поскольку в исследуемой системе при смене темноцветных минералов с различным соотношением окисного и закисного железа большую роль играют реакции окисления-восстановления, в качестве второго виртуального интенсивного параметра выбран окислительный потенциал (E), которому в расчетах соответствует величина химического потенциала электрона.

Таким образом, исходные данные анализируемой системы следующие: 1) виртуальные инертные компоненты — кремний, алюминий, железо; 2) виртуальные интенсивные параметры системы щелочность (pH) и восстановительный потенциал (E); 3) метасоматоз осуществляется при постоянной температуре, объеме (кальцит вполне подвижный избыточный минерал) и давлении. Изменение щелочности является функцией изменения химических потенциалов ионов калия, натрия, кальция и магния.

Диаграмма, построенная с учетом данных о составах темноцветных минералов, входящих в минеральные парагенезисы метасоматитов (см. табл. 20, 23 и 31), позволяет качественно оценить условия образования метасоматитов в зависимости от состава исходных пород. Подробные расчеты этой диаграммы опубликованы ранее (Самойлов, 1966). На диаграмме (фиг. 34) четко обособляются парагенезисы, соответствующие основным типам метасоматитов, наблюдавшимся в природных условиях. Пучки [*Кв*, *Амф*] и [*Кв*, *Мт*] соответствуют природным парагенезисам минералов апоийолитовых и апопироксенитовых пород. Пучок [*Кв*, *Канкр*] отвечает метасоматитам, развившимся по фенитам сиенитового состава. Метасоматитам по кварцсодержащим фенитам и сланцам соответствуют пучки [*Канкр, Би*], [*Канкр*, *Пир*], а метасоматитам по существенно кварцевым породам — пучок [*Канкр*, *Аб*]. На диаграмме (см. фиг. 34) проведены две пунктирные линии, условно разделяющие: линия *I—I*— поля канкринитсодержащих и безканкринитовых пород, *II—II*— поля кварцсодержащих и безкварцевых пород.

Отмеченное соответствие между природными метасоматитами и данными диаграммы позволяет сравнить основные шесть типов щелочно-карбонатных пород (табл. 31) по относительной величине щелочности (pH). Фации метасоматитов, развившихся по пироксенитам, нефелин-пироксеновым породам и нефелин-пироксеновым фенитам (поля И—1—4), характеризуются максимальными значениями щелочности. При этом апопироксенитовые метасоматиты (поле И—4) формировались в более щелочных и восстановительных условиях, чем апоийолитовые фации. Фации метасоматитов по интрузивным нефелиновым сиенитам и

Многоминеральные парагенезисы щелочно-карбонатных метасоматитов массива 2 и

Типы метасоматитов	Многоминеральные парагенезисы	Свойства	
		c:Np	*2V*
Канкринитовые породы	*Канкр+Би+Пир+Мт+(Ка)*	(—)29°	+76°
Канкринитовые альбититы	*Канкр+Аб+Би+Пир+(Ка)*	(—)14—27	(+)77—86
	Канкр+Аб+Би+Пир+Мт+(Ка)	(—)22	+85
Альбититы	*Аб+Би+Мт+Пир+Амф+(Ка)*	(—)4—5	(—)67—69
	Аб+Эг+Амф+Би+(Ка)		
	Аб+Эг+Би+Мт+(Ка)	(—)2—5	(—)61—68
	Аб+Эг+Амф+Мт+(Ка)		
Кварцевые альбититы	*Кв+Аб+Эг+Би+(Ка)*	(—)2—(+)3	(—)60—62
	Кв+Аб+Эг+Амф+(Ка)	0—(+)3	—60
	Кв+Аб+Амф+Эг+Мт+(Ка)	0—(+)2	—60
Кварцевые карбонатиты	*Кв+Эг+Амф+Би+(Ка)*	(+)6—7	—60

апоийолитовым биотитсодержащим фенитам (поля НС—1—3) образовались при меньших, чем апоийолитовые фации, но также высоких относительных значениях pH. Фации метасоматитов по безкварцевым фенитам (поля С—1—3) характеризуются средними значениями относительной щелочности (меньшими, чем фации двух предыдущих типов). Фации метасоматитов по кварцсодержащим фенитам, сланцам и существенно кварцевым породам (поля Г—1—7) формировались в условиях наименьших значений щелочности по сравнению со всеми остальными типами щелочно-карбонатных метасоматитов. Метасоматиты по существенно кварцевым породам образовались в более восстановительной среде, чем метасоматиты по кварцсодержащим фенитам и сланцам.

В общем, смена канкринитсодержащих метасоматитов полевошпатовыми и далее — кварцевыми происходит при понижении щелочности системы и «фации по исходным породам» оказываются одновременно и фациями щелочности. Ряд исходных пород с понижающейся щелочностью: пироксенит — нефелин-пироксеновая порода — нефелиновый сиенит — безкварцевый апосланцевый фенит — кварцсодержащий фенит — кварцмусковитовый сланец — кварцевый песчаник — соответствует ряд метасоматитов, формировавшихся в условиях понижающейся щелочности: апопироксенитовый карбонатит — канкринитовая порода — канкринитовый альбитит — альбитит — кварцевый альбитит — кварцевый карбонатит.

Таким образом, независимо от того, в какой системе сравниваются парагенезисы карбонатитов и сопряженных с ними силикатных метасоматитов, среди них выделяются фации по исходным породам, являющиеся одновременно и фациями различной щелочности. Ряду пород: форстеритовый карбонатит I стадии — пироксеновый карбонатит I стадии — пироксенит — нефелин-пироксеновая порода — ийолит, и ряду: ийолит — нефелиновый фенит — нефелиновый сиенит — безкварцевый фенит — кварцсодержащий фенит — сланец — кварцевый песчаник, соответствуют ряды карбонатитов и щелочно-карбонатных метасоматитов, в которых щелочность убывает от первого члена к последнему.

Анализ вариаций железистости темноцветных по фациям метасоматитов (см. табл. 31) показывает, что между щелочностью систем и вели-

Таблица 31

свойства темноцветных минералов в этих парагенезисах

пироксенов				Свойства амфиболов		Железистость биотита, %
Минальный состав			$f_{Пир}$	$c:Np$	$f_{Амф}$	
Эг+Жад	*Ди*	*Гед*				
41	48	11	42	—	—	36
34—54	34—48	12—13	42—62	—	—	44
46	45	9	55	—	—	40
75	20	5	80	38—42°	50	60
				36—43	48—50	55—60
74—80	18—21	5—8	78—82			55—60
				36—43	48—50	—
77—86	9—14	3—5	86—91	—	—	74
85—88	8—13	2—4	87—92	27—32	59—62	—
87	10	3	90	28—31	60	—
95	5	—	95	23—28	63—68	78

чиной железистости минералов существует обратная функциональная связь: с уменьшением щелочности возрастает железистость минералов (фиг. 35, 36). Эта закономерность позволяет оценить характер изменения щелочности в различных зонах метасоматических колонок массива 2, где отсутствуют фациальные зоны.

Увеличение железистости биотита и пироксена от периферии к осевым частям тела в метасоматитах, развивающихся по пироксенитам и нефелиновым породам (ийолитам и нефелиновым сиенитам), свидетельствует о том, что по отношению к этим породам исходный карбонатитообразующий раствор был менее щелочным. В колонках, развивающихся по кварцсодержащим породам (кварцевым фенитам, сланцам, кварцевым песчаникам), наблюдается уменьшение железистости темноцветных минералов от периферии к центру тел. Видимо, по сравнению с кварцсодержащими породами раствор был более щелочным. В метасоматитах по бескварцевым апосланцевым фенитам (породам сиенитового состава) от периферии к центру железистость темноцветных минералов практически не меняется, ее величине соответствует величина железистости темноцветных из внутренних зон других типов метасоматитов (см. фиг. 35, 36).

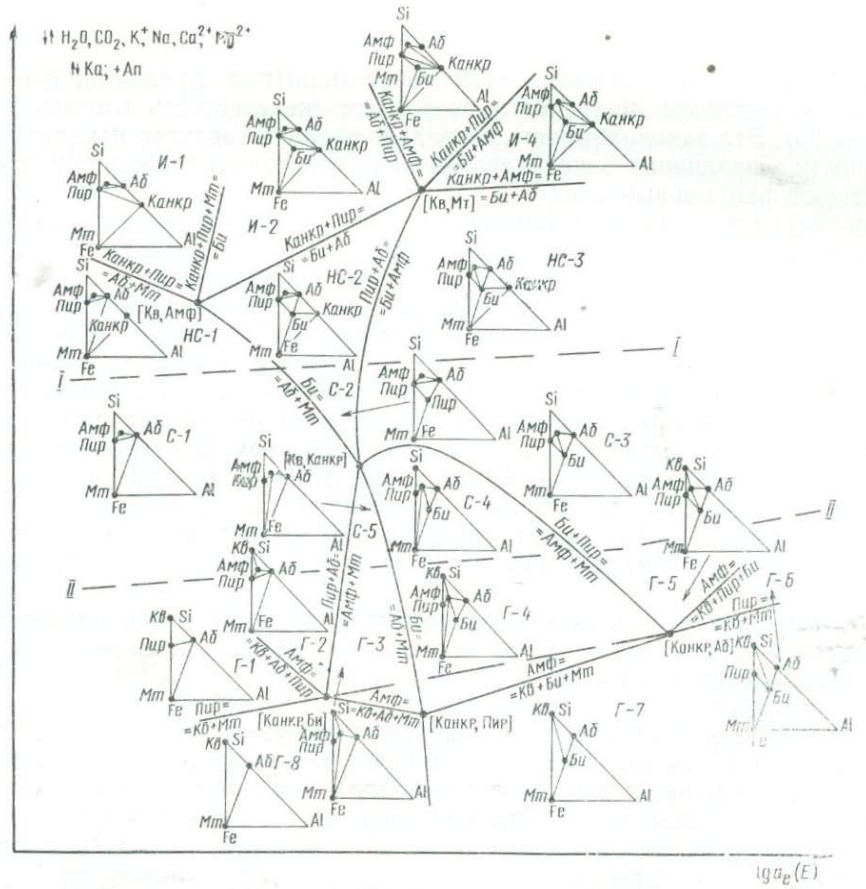
Вероятно, щелочность исходного карбонатитообразующего раствора была близка к щелочности пород сиенитового состава, т. е. ниже, чем щелочность растворов II стадии массивов 1 и 3.

По особенностям минерального состава можно приблизительно сравнить температуры образования кальцитовых карбонатитов массива 2 и массивов 1 и 3. В массиве 2 на фронте карбонатизации калиевый полевой шпат всегда замещается альбитом, а нефелин — канкринитом, т. е. в этих условиях неустойчивы ассоциации калиевый полевой шпат + кальцит и нефелин + кальцит. Это, с учетом экспериментальных данных (Иванов, 1961, $1962_{1,2}$; Iiysma, 1965), свидетельствует о том, что температуры формирования ранних кальцитовых карбонатитов и сопряженных с ними метасоматитов массива 2 были ниже температур формирования карбонатитов I стадии и приближались к температурам образования карбонатитов II стадии массивов 1 и 3, что дало основание параллелизовать ранние карбонатиты массива 2 с карбонатитами II стадии. В то же время,

в телах ранних карбонатитов массива 2 не наблюдалось замещения нефелина мусковитом и альбитом, как это отмечено в массиве 1. Кроме того в метасоматитах массива 2 присутствуют минералы, встречающиеся только в метасоматитах I стадии и явно неустойчивые в образованиях II стадии массива 1 — такие как шорломит и высокоглиноземистая роговая обманка типа катафорита. Это позволяет предположить, что температура формирования ранних карбонатитов массива 2 была несколько выше температуры образования карбонатитов II стадии массива 1. Щелочность карбонатитообразующих растворов ранней кальцитовой стадии массива 2, соответствовавшая щелочности пород сиенитового состава, была ниже щелочности растворов II стадии массива 1, близкой к щелочности ийолитов.

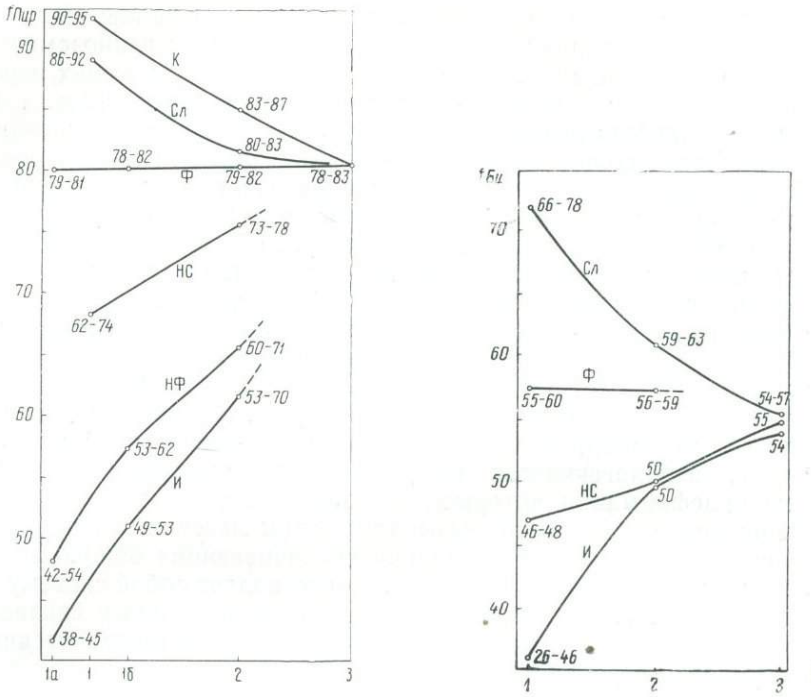
Таким образом, хотя между ранними карбонатитами массива 2 и карбонатитами II стадии массива 1 проводится аналогия, первые формировались в условиях несколько более высокой температуры и более низкой щелочности исходных растворов.

Различия в геологическом строении массивов 1 и 2 наводят на мысль о возможном влиянии относительной глубины формирования карбонати-



Фиг. 34. Диаграмма pH — lga_{e^-} (E). Зависимость минеральных парагенезисов ранних метасоматитов (массив 2) от изменения щелочности и восстановительного потенциала

Пунктирные линии *I—I* и *II—II* условно разделяют поля устойчивости соответственно канкринитовых и безканкринитовых и кварцевых и бескварцевых парагенезисов. И=1 ÷ 4; НС=1 ÷ 3; С=1÷5; Г=1 ÷ 6 — поля устойчивости парагенезисов; И — апоийолитовых, НС — апонефелин-сиенитовых, С — апосиенитовых, Г — апогранитоидных и апосланцевых



Фиг. 35. Характер изменения железистости щелочных пироксенов по фациям метасоматитов и зонам колонок (массив 2)

Фации метасоматитов:

К — по существенно кварцевым породам;

Сл — по породам гранитоидного состава (сланцам и кварцсодержащим фенитам);

Ф — по апосланцевым фенитам сиенитового состава;

НС — по нефелиновым сиенитам;

НФ — по нефелинсодержащим фенитам;

И — по нефелин-пироксеновым породам.

I—III — зоны метасоматических колонок от внешней *I* до внутренней *III*.

Iа — внешняя часть зоны *I*;

Iб — внутренняя часть зоны *I*;

I — среднее по зоне *I*.

38—45... — значения железистости пироксена (в %)

Фиг. 36. Характер изменения железистости биотитов по фациям метасоматитов и зонам колонок (массив 2)

Условные обозначения те же, что и на фиг. 35

тов или формы массивов на физико-химические условия развития метасоматических процессов. В частности, сравнивая карбонатиты одной зоны различных массивов, Е. М. Эпштейн отмечает, что по мере уменьшения глубины формирования массивов и по мере того, как массивы из крупных, изометричных становятся мелкими, линейно вытянутыми, наблюдается закономерная смена составов минералов в сопоставимых типах карбонатитов, указывающая на понижение щелочности систем (Гинзбург, Эпштейн, 1968).

Не исключено, что фактором, обусловливающим более высокую кислотность растворов, может быть меньшая относительная глубина формирования карбонатитов и, соответственно, больший путь, проходимый растворами от источника до того уровня, на котором происходит их взаимодействие с породами. Увеличение длины пути могло послужить причиной заметного проявления фильтрационного эффекта и возникновения «волны кислотности» (Коржинский, 1958). Кроме того, необходимо учесть возможную роль величины давления на твердую фазу. К сожалению, влияние давления на твердую фазу в реакциях кислотно-основного взаимодействия обычно не рассматривается. Однако примечательно, что

те же закономерности в изменении состава минералов: увеличение железистости слюд и пироксенов, а также уменьшение глиноземистости слюд, которые, по данным А. А. Маркушева, в метаморфических породах могут быть связаны с понижением давления на твердую фазу (Маракушев, 1965), в карбонатитовых парагенезисах связаны с уменьшением щелочности. Такое совпадение позволяет высказать предположение, что изменение давления на твердую фазу либо действует также, как изменение щелочности, либо обуславливает изменение щелочности в системе.

В свете этого предположения следует обратить внимание на возможную разницу величины давления на твердую фазу в сравниваемых массивах, в частности в массивах 1 и 2. Меньшая глубина эрозионного среза может определять меньшую глубину формирования пород массива 2 и, соответственно, меньшую величину литостатического давления. Кроме того, причиной различий в давлении на твердую фазу может быть разница в геологическом строении массивов. Массив 1 представляет собой единое трубообразное тело больших размеров, грубоизометричное в плане, располагающееся среди слоистых и сланцеватых пород. Тектонические деформации, которые в сланцеватой среде могли разрешаться как серия мелких смещений, вызывали внутри массива возникновение интенсивных напряжений, значительно увеличивающих общую величину давления на твердую фазу. Массив 2 представляет собой систему небольших сближенных линейновытянутых тел, ориентированных согласно направлению крупных тектонических нарушений. Здесь тектонические деформации могли разрешаться в виде серий мелких смещений вдоль границ тел, не вызывая возникновения интенсивных напряжений внутри тел и не повышая давления на твердую фазу. Вследствие этого породы массива 2 формировались в условиях меньших давлений на твердую фазу, чем породы массива 1.

К мысли о том, что на характер минеральных парагенезисов влияли не столько глубина формирования массивов, сколько их форма и размеры, приводит появление в приконтактовых частях массива 1 карбонатитов, по минеральным парагенезисам полностью аналогичных породам массива 2. Развитие таких парагенезисов в самых краевых частях массива, на контакте с породами рамы, где могли широко проявляться тектонические смещения, частично разрешая напряжения и снимая дополнительные нагрузки, и где деформация кальцита иногда явно связана с развитием таких смещений, служит прямым указанием на то, что тектоническая обстановка, форма и размеры массива могли оказать непосредственное влияние на минеральный состав карбонатитов.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАРБОНАТИТОВ II СТАДИИ

В карбонатитах II стадии редкометальная минерализация представлена минералами циркония, титана, ниобия и тантала. Редкоземельные минералы отсутствуют. Характер распределения, составы и парагенезисы редкометальных минералов в изученных массивах имеют целый ряд сходных черт. Так, во всех трех массивах состав и парагенезисы редкометальных минералов в значительной степени зависят от состава исходных пород и закономерно изменяются по фациям щелочности. В то же время разница в условиях формирования карбонатитов отдельных массивов, нашедшая свое отражение в характере развития и парагенетических ассоциациях петрогенных минералов, обусловила ряд различий в закономерностях распределения редкометальной минерализации. В связи с этим для удобства сравнения, описание редкометальной минерализации приводится отдельно для каждого массива.

Массив 3

В карбонатитах II^а подстадии список редкометальных минералов включает дизаналит, бадделеит, циркелит и гатчеттолит.

Дизаналит образует псевдокубические кристаллы, размеры которых обычно не превышают десятых долей миллиметра, иногда скелетные. От перовскита карбонатитов I стадии его отличают: 1) гладкая поверхность граней, на которой только иногда видна штриховка, обусловленная тонким полисинтетическим двойникованием; 2) сильный металловидный до алмазного блеск на гранях и в изломе; 3) черный цвет с отчетливыми красными внутренними рефлексами; 4) повышенный удельный вес (d=4,35—4,40); 5) химический состав (табл. 32, обр. 3,4). Для него

Таблица 32

Содержание Nb, Ta, Zr, U, Th и Ti в дизаналитах из карбонатитов II стадии, %

Компоненты	1	2	3	4
Nb_2O_5	31,50	26,4	25,2	17,8
Ta_2O_5	4,20	2,92	2,45	3,06
ZrO_2	1,80	2,2	5,6	5,9
U_3O_8	0,72	0,70	1,27	1,30
ThO_2	0,204	0,067	1,40	0,58
TiO_2	14,6	18,4	18,52	19,43

1, 2 — дизаналиты из диопсидовых карбонатитов массива 1; 3, 4 — дизаналиты из диопсидовых карбонатитов массива 3.
Анализы выполнены в рентгеноспектральной лаборатории СибГЕОХИ.
Титан определен химическим методом, аналитик Э. А. Разложжаева.

характерно значительно более высокое содержание пятиокиси ниобия и тантала, повышенное содержание урана и большая величина урано-ториевого отношения (до 2). От перовскитов I стадии дизанолит отличается также низким содержанием титана (меньше 20% TiO_2), что указывает на присутствие в минерале значительных количеств какого-то тяжелого элемента, способного входить в группу Б — вероятно, железа.

Дизаналит обычно наблюдается в самых краевых частях тел II^а подстадии. Только в карбонатитах, развившихся по пироксеновым породам, дизаналит прослеживается в глубь тел, но и здесь он встречается только в пределах внешней, диопсидовой зоны. По периферии тел дизаналит находится в парагенезисе с бадделеитом и циркелитом. Если он прослеживается в глубь диопсидовой зоны, то он, обычно, наблюдается в асеоциации только с циркелитом, с которым иногда образует тесные срастания. Как правило, дизаналит присутствует в очень незначительных количествах: его всегда меньше, чем других редкометальных минералов. Только непосредственно на границе с пироксеновыми породами, обогащенными перовскитом, количество дизаналита заметно возрастает.

Бадделеит образует пластинчатые удлиненные кристаллы. Грани бадделеита несут штриховку, параллельную удлинению. Часто наблюдаются крестообразные двойники. Цвет бадделеита красновато- или буровато-коричневый, блеск стеклянный. Удельный вес 5,5—6. По данным Г. Б. Здорик, оптические свойства бадделеита: Ng=2,20, Np=2,13, $2V$=—30°, плеохроизм в коричневых тонах $Ng<Np$ (Гайдукова, Здорик, 1962). Нередко наблюдаются закономерные сростки бадделеита и гатчеттолита, в которых ось L_4 гатчеттолита совпадает с (010) бадделеита.

Таблица 33

Состав циркелитов из массива 3 (в %)

Номер обр.	Парагенезис минералов		Nb_2O_5		Ta_2O_5		ZrO_2		TiO_2		ThO_2		U_3O_8
	породообразующих	редкометальных	1*	2**	1	2	1	2	1	3***	1	2	2
1	*Ди+Фл+Ка*	*Дз+Бд+Цр*	11,6	11,9	0,78	0,63	35,0	—	23,25		1,23	1,17	1,84
2	То же	То же	12,6	13,2	0,7	0,62		3,42	22,1		1,08	0,88	1,06
3	» »	» »		10,2		0,27		40,2	25,48			0,75	1,18
4	» »	*Дз+Цр*		13,66		1,29		24,0		22,08		2,00	1,8
5	» »	То же		13,71		2,38		23,7		31,04			1,45
6	» »	» »	19,5	20,1	1,31	1,33	22,2	19,6	19,8		1,62		7,9
7	» »	*Дз+Бд+Цр*	11,25	11,6	0,75		32,7	32,8	21,0		6,72		1,3
8	» »	То же	11,25	11,9	0,9	1,0	30,3	31,8	23,0		7,66		1,7
9	» »	» »	10,2	10,4	0,8	1,0		31,8	22,1		10,06		1,35
10	*Фо+Фл+Ка*	» »		11,1		1,26		33,0		26,24			2,1
11	То же	» »	11,0	12,9	1,61	1,59	38,6	36,7	22,5		3,0	3,58	0,59
12	» »	» »	11,0	8,4	1,72	2,1	30,3		17,3		3,0		1,0
13	*Ди+Фл+Ка*	*Цр*	13,26		1,65	1,35	24,7	25,0	20,00		0,95		0,66
14	То же	То же	14,6	14,6	1,14	0,84	32,5	33,2	17,5		0,84		1,52
15	» »	» »	13,75		1,68		31,3	33,3	17,0				1,9
16	» »	» »		13,27		1,56		21,9		17,92		3,5	2,1
17	» »	» »		13,63		1,8		24,8		18,52			0,9
18	» »	» »	13,5		1,77	1,45	28,5	25,5	17,3	19,84	4,00		1,95
19	» »	» »	14,25	13,7	1,55	1,35	19,4	24,4	13,5	14,6	1,16		0,89
20	» »	» »	13,6	13,7	1,06	0,86		34,6	22,57			1,24	1,15
21	*Фо+Фл+Ка*	» »	12,0	12,5		1,08		46,0			3,48		0,78
22	То же	» »	12,0	11,8	1,5	2,0		31,9	18,5		4,75		1,12
23	» »	» »	13,75		1,8	1,5	25,00	23,6	17,3	16,1	2,87		0,88

24	» »	» »		13,92		2,7		24,6		14,4			1,45
25	» »	» »	14,3	15,4	1,06	0,86		34,6	22,6			3,24	1,05
26	» »	» »		15,00		2,38		24,7		15,84			1,35
27	» »	» »	13,35		2,11	1,8	26,3		17,3		2,98		0,85
28	» »	» »	15,8	18,1	1,43	1,07		41,5	21,11		1,14	1,2	0,4
29	» »	» »	16,25	18,3	1,9	1,75	18,8	18,9	12,6	12,85			1,0
30	» »	*Бд+Цр*		13,25	0,54	0,84	35,3	35,4	17,3		3,27		0,52
31	» »	То же	12,85	13,7	2,5	2,38		34,2	18,24			6,9	1,06
32	» »	» »		14,85		3,00		30,1		10,56			1,56
33	» »	» »	16,2	17,4	4,7	6,54		26,9	11,61			7,97	2,36
34	» »	» »	16,9	18,6	1,66	1,83		34,6	16,5			5,3	0,94
35	» »	» »		18,6		7,85		20,3				8,4	2,78
36	» »	» »		19,4		5,02		37,2				7,6	1,93
37	» »	» »		19,5		5,75		34,6	11,4			6,9	0,66
38	» »	» »		24,6		2,73		42,0				4,29	3,78
39	» »	» »		27,6		4,37		57,9				7,36	1,09
40	» »	» »		30,6		3,14		52,1				6,65	1,62
41	» »	» »	13,0	13,1	2,02	1,75	23,07	26,40	13,1		3,67		1,05
42	» »	» »	30,4	28,2	5,26		14,6		10,0	9,9	6,7		7,9

1—6 — циркелиты из диопсидовых карбонатитов, развившихся по пироксеновым породам; 7—9 и 13—20 — циркелиты из диопсидовых карбонатитов, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии; 10—12 и 21—41 — циркелиты из форстеритовых карбонатитов, развившихся: 10 и 21—29 — по форстеритовым карбонатитам I стадии вблизи их границы с пироксеновым, 11, 12 и 30—41 — по форстеритовым карбонатитам I стадии вблизи их границы со слюдяными и мономинеральными кальцитовыми; обр. 42 — циркелит из форстеритовых карбонатитов внутренней зоны.

* 1 — химические определения, выполненные в лаборатории СибГЕОХИ Э. А. Развозжаевой.

** 2 — рентгеноспектральные определения, выполненные в лаборатории СибГЕОХИ Г. В. Павлинским.

*** 3 — спектральные определения, выполненные в лаборатории СибГЕОХИ И. А. Кринбергом.

Часто встречаются сростки циркелита и бадделеита, также производящие впечатление эпитаксических.

В распределении бадделеита отмечаются следующие закономерности.

1) В диопсидовых карбонатитах бадделеит встречается только в самых периферических частях тел, а по направлению к внутренней зоне обычно быстро исчезает.

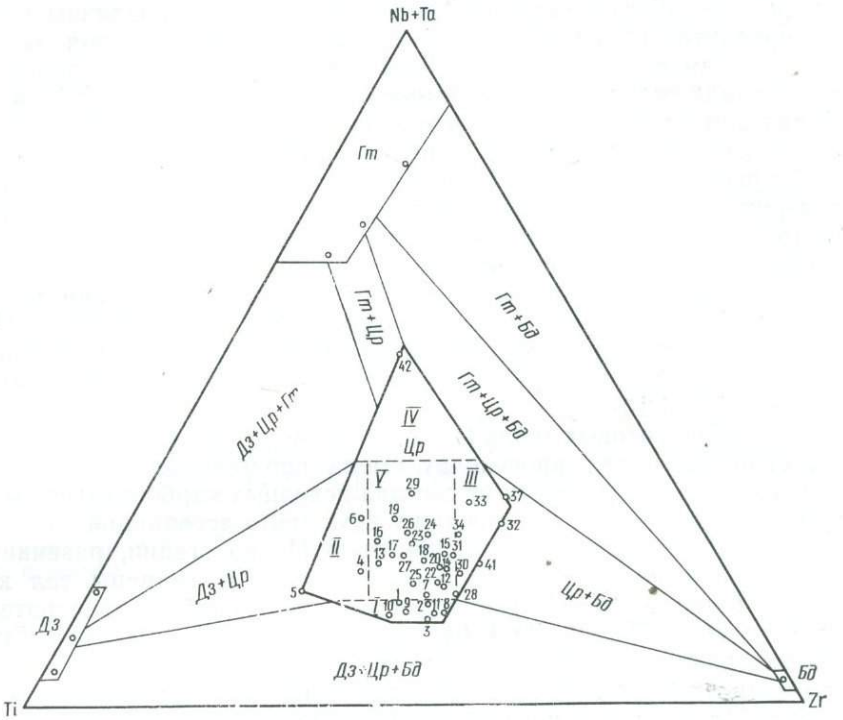
2) В телах, где внешняя зона сложена форстеритовыми карбонатитами, наблюдаются два случая. а) Если исходными породами служат форстеритовые карбонатиты I стадии из зоны контакта с пироксеновыми карбонатитами I стадии, сравнительно обогащенные перовскитом, бадделеит также наблюдается в краевых частях тел, а по мере продвижения вглубь — исчезает. Но он обычно снова появляется во внутренней зоне одновременно с гатчеттолитом, а в осевой части тел снова исчезает. б) Если исходными породами служат форстеритовые карбонатиты, обедненные перовскитом, бадделеит прослеживается по всей внешней зоне. При этом во внешних частях тел он находится в ассоциации с дизаналитом и циркелитом, а ближе к центру — в парагенезисе с одним циркелитом. При переходе к внутренней зоне появляются ассоциации гатчеттолит + циркелит + бадделеит и гатчеттолит + бадделеит.

Циркелит образует пластинчатые зерна или сростки пластинок треугольной и шестиугольной «звездчатой» форм, а также сложные закономерные сростки, имеющие общий облик уплощенных октаэдров или кубов со срезанными вершинами и грубой диагональной штриховкой на гранях. Цвет циркелита черный, в шлифах — темно-бурый. Блеск на гранях металловидный, в изломе смолистый. По данным В. С. Гайдуковой (Гайдукова и др. 1964), удельный вес циркелита 4,6—4,9, показатель преломления 2,19—2,22. Минерал метамиктный.

По химическому составу циркелит представляет собой сложный ниобо-цирконо-титанат кальция. Он содержит также железо, редкие земли и радиоактивные элементы.

В массиве 3 был произведен анализ более 40 образцов циркелита из карбонатитов II^{а} подстадии на содержание Ti, Zr, Nb, Ta, U и Th. Исследование показало, что циркелит даже из одного массива, образующийся в одну стадию, широко варьирует по составу. Содержание ZrO_2 в нем колеблется от 14 до 50%, TiO_2 — от 10 до 31%, Nb_2O_5 — от 10 до 30%, Ta_2O_5 — от 0,3 до 8%, ThO_2 — от 1 до 8%, U_3O_8 — от 0,5 до 8% (табл. 33). Характерно, что циркелиты из различных парагенетических ассоциаций с другими ниобиевыми, циркониевыми и титановыми минералами различаются по составу: для циркелитов, наблюдающихся вместе с дизаналитом, свойственно повышенное содержание титана по отношению к цирконию, циркелиты же, встреченные вместе с бадделеитом, содержат значительно больше циркония и меньше титана. Циркелит в парагенезисе с гатчеттолитом содержит очень много ниобия.

Для более четкого представления об изменении состава циркелита в зависимости от его парагенетической ассоциации с другими минералами ниобия, циркония и титана построена диаграмма состав — парагенезис системы Zr — Ti — (Nb + Ta). На диаграмму (фиг. 37) нанесены точки составов различных циркелитов и точки составов бадделита, дизаналита и гатчеттолита из различных парагенезисов. Выделены поля девяти парагенетических ассоциаций, наблюдавшихся в карбонатитах: три поля трехминеральных ассоциаций — дизаналит + циркелит + бадделеит; дизаналит + циркелит + гатчеттолит и бадделеит + циркелит + гатчеттолит; четыре поля двуминеральных ассоциаций — дизаналит + циркелит; бадделеит + циркелит; циркелит + гатчеттолит и бадделеит + гатчеттолит и два поля мономинеральных ассоциаций — поле циркелита и поле гатчеттолита. Поле дизаналита нанесено условно, так как он без сопровождения других редкометальных минералов не встречен. Поле бадде-



Фиг. 37. Диаграмма состав — парагенезис. Система Ti — Zr — (Nb+Ta). Точки — составы проанализированных образцов, 1—42 — номера образцов циркелита, состав которых приведен в табл. 33

леита также нанесено условно, поскольку для бадделеита пока нет детальных аналитических данных и без сопровождения других редкометальных минералов он встречается в единичных случаях.

В поле циркелита выделены участки I, II, III, IV и V. В участке I располагаются точки составов циркелитов, встреченных в парагенезисе с бадделеитом и дизаналитом. В участке II располагаются точки составов циркелита, ассоциирующегося с дизаналитом. Участок III ограничивает точки составов циркелитов, сопровождающихся бадделеитом. Участок IV заключает точку состава циркелита, парагенного с гатчеттолитом. Участок V, расположенный в центральной части поля циркелитов, включает точки составов циркелита, встречающегося без сопровождения других редкометальных минералов.

При анализе положения и формы полей для разных парагенезисов отчетливо выявляются следующие особенности. При низких соотношениях Nb/Zr+Ti* (до 0,20) в системе возникает трехминеральный парагенезис *Дз+Цр+Бд*. В этом парагенезисе отмечаются циркелиты с наименьшим значением Nb/Zr+Ti из всех, встреченных в массиве, и очень незначительными колебаниями этого отношения (Nb/Zr+Ti= =0,11—0,19). Атомное соотношение циркония и титана в таком циркелите близко к единице (Zr/Ti=0,86—1,117). При повышении содержания ниобия относительно циркония и титана до Nb/Zr+Ti=0,2—0,5, в зависимости от соотношения циркония и титана образуются парагенезисы

* Все расчеты содержаний и отношений произведены для атомных количеств. При вычислении $Nb_{ат}/Zr_{ат}+Ti_{ат}$ в $Nb_{ат}$ включена сумма атомных количеств ниобия и тантала.

Дз+Цр+Гт, *Бд+Цр+Гт*, *Бд+Цр*, *Дз+Цр*, *Цр*. Циркелиты из бадделеитовых и дизаналитовых парагенезисов резко различны по составу. В циркелитах из парагенезисов с бадделеитом циркония значительно больше, чем титана (Zr/Ti=1,5—2), а в циркелитах, ассоциирующихся с дизаналитом, титан преобладает над цирконием (Zr/Ti=0,5—0,7). Характерно, что с возрастанием роли ниобия, в циркелитах обоих парагенезисов растет количество циркония относительно титана.

Циркелит без сопровождения других редкометальных минералов содержит близкие количества циркония и титана (Zr/Ti=0,5—2), причем по мере возрастания содержаний ниобия цирконий-титановое отношение в нем все более приближается к единице.

При высоких содержаниях ниобия относительно титана и циркония (Nb/Zr+Ti>0,50) устойчивы парагенезисы с гатчеттолитом. Циркелит из этих парагенезисов характеризуется примерно равным количеством циркония и титана (Zr/Ti=1,04) и очень высоким содержанием ниобия (Nb/Zr+Ti=1,10).

В карбонатитовых телах II стадии по мере продвижения от периферии к осевой части тел происходит смена парагенезисов редкометальных минералов. В зависимости от состава исходных карбонатитов выделяется три ряда, закономерно сменяющих друг друга ассоциаций.

Первый ряд отмечен в карбонатитах II^a подстадии, развившихся по пироксенсодержащим силикатным породам. От границы тел к центру смена парагенезисов происходит в следующей последовательности: 1) *Бд + Цр + Дз*; 2) *Дз + Цр*; 3) *Дз + Цр + Гт*; 4) *Цр + Гт*; 5) *Гт*. На диаграмме состав — парагенезис (см. фиг. 37) отчетливо видно, что эта смена происходит при последовательном возрастании содержания ниобия в том случае, когда титан резко преобладает над цирконием.

Второй ряд наблюдается в карбонатитах II^a подстадии, замещающих пироксеновые карбонатиты I стадии или форстеритовые карбонатиты I стадии вблизи границы с пироксеновыми. Здесь от периферии тел к центру сменяют друг друга: 1) *Дз + Бд + Цр*; 2) *Цр* (с постепенной сменой состава от поля I через поле V к полю IV; 3) *Цр + Гт*; 4) *Гт*. Эта смена связана с последовательным возрастанием содержания ниобия в случае примерно одинакового содержания титана и циркония в системе.

Третий ряд характерен для тел карбонатитов II^a подстадии, образующихся за счет форстериговых карбонатитов I стадии. В них от периферии к центру происходит следующая смена ассоциаций: 1) *Дз + Бд + +Цд*; 2) *Бд+Цд*; 3) *Бд+Цр+Гт*; 4) *Бд+Гт*; 5) *Гт*. Этот ряд отражает постепенное возрастание содержаний ниобия при резком преобладании циркония над титаном.

В распределении тантала, урана и тория в циркелитах также намечается ряд закономерностей. Содержание тантала и ниобий-танталовое отношение в циркелитах закономерно меняется по фациям карбонатитов в зависимости от состава исходных пород. В краевой части тел, где присутствуют *Дз+Бд+Цр* наиболее низкое содержание тантала отмечено в циркелитах из карбонатитов, развившихся по нефелин-пироксеновым породам. В них среднее содержание Ta_2O_5 равно 0,54%, а среднее отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ равно 19 (см. табл. 33, обр. 1—3). В диопсидовых карбонатитах, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии, циркелит богаче танталом; он содержит, в среднем, 0,90% Ta_2O_5 и имеет $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 10,2$ (см. табл. 33, обр. 7—9). В форстеритовых карбонатитах внешней зоны, развившихся по форстеритовым карбонатитам I стадии, прилегающим к пироксеновым, содержание пятиокиси тантала в циркелите повышается до 1,26%, а ниобий-танталовое отношение уменьшается до 9. Наконец, в форстеритовых карбонатитах внешней зоны, заместивших форстеритовые карбонатиты I стадии, граничившие со слюдяными карбонатитами внутренней зоны, циркелит наиболее обо-

гащен танталом (1,75% Ta_2O_5), а ниобий-танталовое отношение в нем самое низкое ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 6$) (см. табл. 33, обр. 11, 12).

По мере продвижения от периферии тел к центру и смены парагенезисов редкометальных минералов в циркелитах возрастает содержание тантала и уменьшается ниобий-танталовое отношение (табл. 34). Наиболее заметно эти изменения происходят в ряду пород, развившихся по

Таблица 34

Величина ниобий-танталового и урано-ториевого отношений в циркелитах из различных парагенезисов карбонатитов II[a] подстадии

Исходные породы	Nb_2O_5/Ta_2O_5	U_3O_8/ThO_2	Nb_2O_5/Ta_2O_5	U_3O_8/ThO_2	Nb_2O_5/Ta_2O_5	U_3O_8/ThO_2
	внешняя зона				внутренняя зона	
Пироксенит	*Бд+Дз+Цр*		*Дз+Цр*			
	19,0	1,7	11,5	3,0		
Пироксеновый карбонатит I стадии	*Бд+Дз+Цр*		*Цр*		*Цр+Гт*	
	10,2	0,25	9,8	0,62	5,6	0,85
Форстеритовый карбонатит I стадии на границе с пироксеновым	*Бд+Дз+Цр*		*Цр*			
	9	—	8,3			
Форстеритовый карбонатит I стадии	*Бд+Дз+Цр*		*Цр+Бд*			
	6,0	0,25	5,2	0,26		

нефелин-пироксеновым породам и менее интенсивно — в телах, заместивших пироксеновые и прилегающие к ним форстеритовые карбонатиты I стадии (см. табл. 31). В телах, развившихся по форстеритовым карбонатитам I стадии ниобий-танталовое отношение в циркелитах изменяется незначительно и обычно близко к ниобий-танталовому отношению в гатчеттолитах.

Поведение урана и тория в циркелитах характеризуется очень сложными вариациями. В общем можно отметить уменьшение урано-ториевого отношения в зависимости от состава исходных пород в том же направлении, что и ниобий-танталового (см. табл. 34), но на фоне очень широких колебаний в содержаниях урана и тория (см. табл. 33).

Гатчеттолит присутствует только в форстеритовых карбонатитах внутренней зоны. Он образует октаэдрические, реже кубические кристаллы или округлые зерна размером от 0,1 до 5 *мм*. Окраска его бурая от красновато или желтовато-бурой до темно-бурой, блеск смолистый.

По данным Т. Б. Здорик, удельный вес гатчеттолита 4,7—4,75. Минерал метамиктный, после прокаливания до 800° выявляется структура пирохлора с размером элементарной ячейки $a_0 = 10{,}33—10{,}35$ kX (Гайдукова, Здорик, 1962). Химический состав гатчеттолита сильно варьирует (табл. 35). Содержание пятиокиси тантала в нем колеблется от 2,45 до 7,7%, количество двуокиси титана от 3,0 до 13,45%, очень широко меняется содержание урана (9,3—23,16% U_3O_8) и тория (2,84—12% ThO_2). По данным Т. Б. Здорик, кроме элементов, содержания которых приведены в табл. 35, в гатчеттолите присутствуют кальций (10—12%), железо (1,91—2,10% $FeO+Fe_2O_3$) и редкие земли (1,03—1,70% TR_2O_3).

Состав гатчеттолита закономерно меняется в зависимости от состава пород, по которым развиваются карбонатиты. Кроме того, наблюдается изменение состава гатчеттолита от границы с внешней зоной к осевой части карбонатитовых тел. В телах, образовавшихся по пироксеновым породам, где гатчеттолиты иногда встречаются в парагенезисе с дизана-

Таблица 35

Содержание Nb, Ta, U, Th, Ti и Zr в гатчеттолитах и продуктах их изменения массива 3 (в %)

Номер образца	Nb_2O_5	Ta_2O_5	U_3O_8	ThO_2	TiO_2	Na_2O	ZrO_2
1	39,4	2,45	23,16	2,84	11,62	1,35	2,94
2	40,2	4,2	27,8	3,72	13,45	3,73	3,42
3	39,0	7,4	11,5	9,5	7,8	Не опр.	5,45
4	37,56	7,9	12,8	12,0	6,92	4,66	5,35
5	41,4	7,0	9,3	2,99	6,5	3,5	5,12
6	40,6	7,2	12,3	4,86	5,8	3,04	5,06
7	38,8	7,7	13,4	6,13	3,8	1,78	4,94
8	37,9	7,32	13,0	10,16	3,0	1,76	4,80
9	47,4	4,5	13,2	4,03	5,23	3,78	5,1
10	39,6	6,8	14,7	6,35	3,90	1,8	4,90
11	37,7	7,7	15,1	8,37	3,66	0,8	4,80
12	38,1	7,3	16,00	9,1	3,46	1,01	4,61
13	50,2	2,00	0,83	10,17	5,04	5,02	6,72
14	44,9	5,5	6,4	10,78	4,43	4,7	2,0
15	51,3	1,7	1,66	9,43	3,46	3,04	1,81
16	55,4	1,70	1,42	9,43	6,03	3,46	1,17

1—12 — гатчеттолиты: 1,2 — из тел, развившихся по пироксеновым породам, 3,4 — из тел, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии, 5—12 — из тел, развившихся по форстеритовым карбонатитам I стадии. Ряды 5—8 и 9—12 характеризуют изменения состава гатчеттолитов от границ с внешней зоной к осевым частям тел; 13 — пирохлор из существенно слюдистых карбонатитов II^a подстадии, развившихся по нефелиновым сиенитам; 14—16 — измененный гатчеттолит из участков наложения процессов III и IV стадий. Определение Nb_2O_5, Ta_2O_5 и TiO_2 выполнено химическим методом в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Э. А. Развозжаева. Определение Na_2O выполнено методом фотометрии пламени в лаборатории СибГЕОХИ, определение U_3O_8, ThO_2 и ZrO_2 выполнено в рентгеноспектральной лаборатории СибГЕОХИ.

литом (дизаналит + циркелит + гатчеттолит) они сравнительно бедны танталом (см. табл. 35, обр. 1, 2) и ниобий-танталовое отношение в них близко к 12. Содержание урана в этих образцах очень высокое, а количество тория — пониженное; урано-ториевое отношение очень велико (7—8). Характерно резко повышенное содержание в них титана (до 14% TiO_2). Эти образцы отличаются также и тем, что кристаллы их имеют четкую кубическую форму, в то время как гатчеттолит другого состава обычно октаэдрический. В гатчеттолитах из тел, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии, где гатчеттолит часто наблюдается в парагенезисе с циркелитом, количество пятиокиси тантала возрастает до 7,4—7,9%, а ниобий-танталовое отношение уменьшается до 5,1—5,3. Содержание урана понижается до 11—13% U_3O_8, а концентрация двуокиси тория возрастает до 9—12% и урано-ториевое отношение уменьшается до 1,2. Количество двуокиси титана в них снижается до 7—8% (см. табл. 35, обр. 4, 5). В гатчеттолитах из тел, развившихся по форстеритовым карбонатитам, где наблюдаются гатчеттолит-бадделеитовый парагенезис и гатчеттолит без других, редкометальных минералов, содержание пятиокиси тантала в среднем 7% и ниобий-танталовое отношение 5—6. Средняя величина урано-ториевого отношения в этом гатчеттолите составляет 2,2. В нем наблюдается закономерное возрастание содержаний урана (от 9—13% до 16—18% U_3O_8) и тория (от 3—4% до 9—10% ThO_2) от границ с внешней зоной (парагенезис бадделеит + циркелит + + гатчеттолит) к осевой части тел, содержащей только гатчеттолит. При этом закономерно уменьшается урано-ториевое отношение от 3,3 до 1,8 (см. табл. 35, обр. 5—12).

В форстеритовой зоне гатчеттолит незакономерно рассеян среди кальцита и часто образует эпитаксические срастания с бадделеитом или циркелитом. При смене форстеритовой зоны слюдяной и далее мономинеральной кальцитовой происходит заметное растворение зерен гатчеттолита, их укрупнение и обособление в цепочки-полосы вместе с листочками флогопита, зернами магнетита и апатита. В мономинеральных кальцитовых карбонатитах гатчеттолита всегда меньше, чем в слюдяных и форстеритовых.

Пирохлор встречается в карбонатитах II^а подстадии очень редко. Он появляется только в тех случаях, когда среди карбонатитов II^а подстадии располагаются реликтовые блоки нефелиновых сиенитов. Вокруг таких блоков развиваются широкие оторочки карбонатитов II^а подстадии, обогащенных темной слюдой и апатитом. В этих то слюдяных карбонатитах и наблюдается густая вкрапленность мелких октаэдров оранжевого очень блестящего пирохлора, который отличается от гатчеттолита резко пониженным содержанием урана и тантала при высоком содержании тория (см. табл. 35, обр. 13). От более поздних пирохлоров этот пирохлор отличается высоким содержанием тория и циркония.

В карбонатитах II^б подстадии массива 3 редкометальные минералы представлены ильменитом, циркелитом и пирохлором. Ильменит и циркелит встречается только в диопсидовых карбонатитах внешней зоны, развившихся по пироксеновым породам, вдоль границы карбонатитовых тел.

Ильменит наблюдается в виде мелких блестящих пластинчатых кристаллов размером в сотые и первые десятые доли миллиметра. Он часто тесно срастается с пирохлором. Удельный вес ильменита 4,90—4,95. В нем присутствует до 3% Nb_2O_5, до 0,3% ZrO_2 до 0,04 Ta_2O_5 и до 0,4% ThO_2.

Циркелит образует мелкие блестящие пластинки треугольной формы размером в сотые и первые десятые доли миллиметра. Обычно он наблюдается в сростках с пирохлором или ильменитом, отличаясь от последнего тем, что отчетливо просвечивает в шлифах и имеет очень темную красновато-бурую окраску. Анализ одного образца показал присутствие в минерале ниобия (5,6% Nb_2O_5), тантала (0,065% Ta_2O_5), циркония (6,5 ZrO_2), тория (0,92% ThO_2), урана (0,04% U_3O_8) и натрия (1,08 Na_2O). Поскольку вполне вероятно, что образец содержал примесь ильменита, по результатам анализа можно судить главным образом о соотношениях элементов. В проанализированном образце отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 90$, а $U_3O_8 : ThO_2 = 0{,}04$ т. е. этот циркелит резко обогащен ниобием относительно тантала и торием относительно урана по сравнению с циркелитами из карбонатитов II^а подстадии.

Пирохлор встречается как во внешних, так и во внутренних частях тел. Во внешних частях тел с ним ассоциируются циркелит и ильменит, часто образующие вростки в пирохлоре. В центральных частях тел пирохлор — единственный редкометальный минерал. Он наблюдается в виде октаэдрических кристаллов красно-бурого цвета со стеклянным блеском размером 0,2—0,8 *мм* (редко до 1,5 *см*). В карбонатитах с пластинчатым кальцитом иногда встречаются уплощенные и даже клиновидные выделения пирохлора, зажатые между пластинами кальцита. По данным Т. Б. Здорик, удельный вес пирохлора 4,43 твердость 6,4. Он кристаллический, с размером элементарной ячейки $a_0 = 10{,}42$ kX.

Пирохлор представляет собой почти чистый ниобат кальция и натрия (табл. 36). Из других элементов в нем в существенных количествах отмечаются титан и редкие земли. По данным Т. Б. Здорик, в одном из образцов пирохлора содержание редких земель достигает 9,16% TR_2O_3, в остальных образцах оно колеблется в пределах 3—4%. Характерно, что наиболее высокие содержания титана наблюдаются в пирохлоре из

Таблица 36

Содержание Nb, Ta, U, Th, Na, Ti и Zr в пирохлорах массива 3 (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Nb_2O	56,50	58,76	59,16	59,4	65,5	61,14	60,14	60,67	57,84	57,14	61,98	61,04
Ta_2O_5	0,44	0,31	0,30	0,15	0,23	0,03	0,06	Не опр.	0,10	0,16	0,12	0,14
U_3O_8	0,50	0,33	0,23	0,02	0,013	0,021	0,11	0,35	0,016	0,023	0,008	0,013
ThO_2	0,89	0,68	0,77	0,98	0,62	0,62	1,03	0,36	0,98	0,34	0,64	0,86
Na_2O	6,02	6,24	6,27	4,73	5,10	5,27	5,42	5,71	4,3	4,8	3,28	5,82
TiO_2	8,00	6,92	6,14	2,80	2,52	3,50	4,60	2,31	6,9	3,2	3,2	3,82
ZrO_2	1,34	1,52	1,71	0,90	0,67	1,26	Не опр.	2,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

1—3 — пирохлоры из диопсидовых карбонатитов $II^б$ подстадии; 4—8 — пирохлоры из форстеритовых карбонатитов $II^б$ подстадии; обр. 9—12 пирохлоры из амфиболовых карбонатитов III стадии.
Анализы обр. 1—7 и 9 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Э. А. Развозжаева; цирконий определен в рентгеноспектральной лаборатории; обр. 8 — по материалам Т. Б. Здорик.

диопсидовых карбонатитов (см. табл. 36, обр. 1—3), где пирохлор встречается вместе с циркелитом и ильменитом. В форстеритовых карбонатитах центральных частей тел пирохлор беднее титаном и танталом (см. табл. 36, обр. 4—8) и ниобий-танталовое отношение возрастает от 120—200 в периферических частях тел до 400—1000 и более в центральных. В тех случаях, когда карбонатиты $II^б$ подстадии развиваются по карбонатитам $II^а$ подстадии часто наблюдается замещение циркелита и гатчеттолита пирохлором. При этом пирохлор обрастает и корродирует оба минерала, а его зерна содержат реликты сильно изъеденного гатчеттолита или разложенные остатки циркелита.

Массив 1

В карбонатитах II стадии массива 1 редкометальная минерализация представлена дизаналитом, бадделеитом, циркелитом, гатчеттолитом и пирохлором. В карбонатитах и метасоматитах по нефелиновым сиенитам

Содержание Nb, Ta, U, Th, Ti и Na в пирохлорах, ферсмите и колумбите массива 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Nb_2O_5	65,32	67,65	64,64	59,45	53,27	50,96	61,05	60,1
Ta_2O_5	0,08	0,05	0,16	0,25	2,03	1,8	1,00	1,15
U_3O_8	Не обн.	0,07	0,16	0,017	0,6	0,56	0,046	Не обн.
ThO_2	1,44	0,97	1,3	0,23	5,19	7,37	3,29	2,28
TiO_2	1,29	1,4	1,7	2,08	1,86	5,0	1,83	1,9
Na_2O	6,25	4,48	5,8	7,1	4,98	2,6	6,2	6,2

1—15 — пирохлоры: 1—4 — из внутренней форстеритовой зоны карбонатитов II стадии, 5, 6 — ториевые пирохлоры из участков перехода от внутренней форстеритовой зоны карбонатитов II стадии к внешней диопсидовой, 7—9 — из карбонатитов III стадии, развившихся по безрудным карбонатитам I стадии; 10 — из карбонатитов III стадии, наложенных на гатчеттолитовую зону; 11 — псевдоморфоза по гатчеттолиту карбонатит III стадии); 12, 13 — из анкеритовых карбонатитов (IV стадия), образовавшихся по карбонатитам

присутствуют сфен и циркон. В распределении редкометальных минералов наблюдаются четко выраженные закономерности. Бадделеит, дизаналит и циркелит встречаются только в самых периферических частях тел на границе с вмещающими породами. Гатчеттолит распространен в пределах внешней зоны, пирохлор — только во внутренних зонах карбонатитовых тел.

Пирохлор в карбонатитах II стадии имеет в общем постоянный состав (табл. 37) и представляет собой почти чистый ниобат кальция и натрия с небольшими содержаниями титана, редких земель и тория. Количество урана и тантала в нем очень невелико. Пирохлор образует октаэдрические кристаллы и скелетные формы размером 0,1—3 *мм*. Часто в зернах пирохлора наблюдаются корродированные реликты кальцита и апатита. В карбонатитах с пластинчатым кальцитом встречаются уплощенные и клиновидные зерна пирохлора. Цвет пирохлора красновато-бурый, блеск стеклянный. Зерна его часто имеют зональное строение, обусловленное чередованием зон, окрашенных с различной интенсивностью. Характерно, что зональное строение отмечается также в пластинчатых и клиновидных зернах, причем зоны или грубо конформны внешним очертаниям зерен, или по ним можно наблюдать, как в результате неравномерного разрастания граней деформируется первоначальная правильная огранка кристалла.

По данным В. С. Гайдуковой, удельный вес пирохлора $d=4{,}0$—$4{,}28$, показатель преломления $N=2{,}04$—$2{,}08$, отражательная способность 13—15%, микротвердость (по шкале М. М. Хрущева) —5,6—6,2 (Гайдукова, Здорик, 1962). Рентгеноструктурные исследования, проведенные Г. А. Сидоренко, показали, что среди пирохлоров преобладают кристаллические разновидности с размерами элементарной ячейки $a_0=10{,}38$—$10{,}42$ kX. Судя по имеющимся анализам пирохлора, состав его почти не меняется в различных телах и участках тел (см. табл. 37, обр. 1—4). Только иногда на границе внутренней и внешней зон появляется своеобразный пирохлор, по составу переходный к гатчеттолиту. Для него характерно высокое содержание тория и повышенное по сравнению с обычным пирохлором содержание тантала (табл. 37, обр. 5, 6). В обычных пирохлорах ниобий-танталовое отношение равно 100—1000; в ториевых оно снижается до 25—50. Содержание урана в обычных пирохлорах чрезвычайно низкое (тысячные, сотые, редко десятые доли %), содержание тория варьирует от 0,2 до 2%, урано-ториевое отношение 0,03—0,2. В ториевых пирохлорах содержание урана несколько выше (порядка 0,5%), урано-ториевое отношение в них 0,07—0,12.

Таблица 37

(в %)

9	10	11	12	13	14	15	16	17
59,2	65,7	57,65	59,65	63,75	57,45	59,6	66,92	70,08
1,62	1,7	1,75	0,75	0,9	1,15	1,2	Не обн.	Не обн.
Не обн.	0,56	0,54	Не обн.	Не обн.	0,07	0,23	Не обн.	0,02
1,41	0,25	2,72	0,75	1,0	2,06	1,29	Не обн.	0,39
3,26	0,95	3,8	4,8	3,9	1,4	5,24	2,63	4,56
5,66	5,1	6,2	5,32	6,6	6,5	7,1	0,46	0,93

I стадии. 14 — из анкеритовых карбонатитов, развившихся по диопсидовым карбонатитам II стадии, 15— псевдоморфоза по гатчеттолиту (анкеритовый карбонатит); 16 — фергсмит-псевдоморфоза по пирохлору (анкеритовый карбонатит); 17 — колумбит — псевдоморфоза по пирохлору (анкеритовый карбонатит). Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик З. А. Разгожаева.

Содержание Nb, Ta, U, Th и Ti в гатчеттолитах, фергсмите и колумбите массива 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Nb_2O_5	42,9	44,4	47,15	46,0	56,00	45,00	46,16	48,4
Ta_2O_5	2,98	3,80	3,37	8,20	7,50	8,55	10,38	9,80
U_3O_8	10,90	4,41	13,20	10,7	11,70	15,00	16,68	7,15
ThO_2	9,00	2,52	0,15	2,15	0,55	0,26	0,84	0,80
TiO_2	3,70	5,60	3,01	1,32	1,78	10,50	7,00	2,90

	19	20	21	22	23	24	25	26
Nb_2O_5	51,4	41,90	51,00	37,22	41,80	38,40	36,0	35,70
Ta_2O_5	8,40	9,00	8,20	15,43	18,62	15,20	17,50	13,70
U_3O_8	5,00	6,45	5,72	15,00	19,10	14,70	14,20	15,60
ThO_2	7,36	6,66	7,00	0,96	0,10	2,95	2,35	2,42
TiO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,00	1,65	Не опр.	Не опр.	2,40

	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Nb_2O_5	39,20	50,00	45,00	46,00	44,50	50,5	52,95	53,70	51,80
Ta_2O_2	21,2	16,10	21,90	20,00	20,10	11,6	7,25	5,25	5,70
U_3O_8	9,10	5,50	11,00	10,00	12,00	2,4	4,20	4,43	4,85
ThO_2	5,30	5,50	4,40	5,10	5,00	4,5	4,13	8,11	3,70
TiO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,40	0,53	1,92

1—16 — гатчеттолиты из диопсидовых карбонатитов, развившихся: 1 — по йолитам, 2 — по нефелин-пироксеновым породам, 3 — по пироксенитам, 4—16 — по пироксеновым карбонатитам I стадии; 17—21 — гатчеттолиты карбонатитов внешней зоны, развившихся по существенно слюдяным карбонатитам I стадии; 22—41 — гатчеттолиты из форстеритовых карбонатитов внешней зоны; 42—49 — гатчеттолиты, измененные при наложении процессов III стадии; 50, 51 — гатчеттолиты, измененные при анкеритизации; 52 —

Максимальные содержания пирохлора отмечаются в форстеритовой зоне карбонатитовых тел. По мере перехода к флогопитовой зоне зерна пирохлора укрупняются и количество его заметно уменьшается. В мономинеральных кальцитовых карбонатитах из осевых частей тел пирохлора значительно меньше, чем в слюдяной зоне, а отдельные кристаллы его достигают величины в 1 *см* и более.

Гатчеттолит приурочен к диопсидовым и форстеритовым карбонатитам внешней зоны. В карбонатитах, залегающих среди силикатных пород, он встречается в сопровождении циркелита и бадделеита, образуя с ними эпитаксические сростки. Гатчеттолит образует октаэдрические или округлые, иногда скелетные зерна размером 0,35—1 *мм*, редко размер его зерен достигает 5 *мм*. Окраска гатчеттолита бурая от темной, почти черной, до коричневой. В зоне гипергенного изменения он иногда приобретает желто-коричневый (до ярко-желтого) цвет. Блеск гатчеттолита смолистый. По данным В. С. Гайдуковой, показатель преломления гатчеттолита $N=1{,}93$—$1{,}96$, удельный вес $d=4{,}44$—$4{,}48$. Сильно измененные

Таблица 38

(в %)

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
39,20	40,10	45,00	44,10	54,4	43,76	54,5	58,2	45,5	50,50
11,50	11,50	9,20	12,80	9,00	10,51	10,9	10,4	9,5	10,50
9,76	10,70	10,30	9,05	10,2	11,81	7,3	8,1	6,5	7,55
3,87	4,15	3,97	2,91	0,6	2,60	2,6	1,2	5,65	5,25
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,56	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
32,00	35,0	36,20	30,40	31,70	40,70	30,80	30,70	32,00	31,50
18,50	17,80	15,20	18,60	26,90	14,20	23,50	18,30	16,60	24,20
19,20	12,40	11,40	17,20	14,20	13,60	15,70	13,40	17,30	9,15
2,60	3,78	3,50	2,32	1,50	4,05	2,94	2,15	1,97	2,24
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
54,60	59,00	50,0	58,35	56,00	54,4	44,3	62,2	70,35	74,3
5,20	3,00	5,10	4,10	2,27	3,00	5,50	2,90	3,35	8,81
3,50	0,45	2,53	4,00	0,82	0,23	2,67	0,18	Не обн.	Не обн.
2,30	3,70	9,70	3,00	4,90	4,51	3,87	0,78	0,72	2,11
0,81	0,66	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,90	Не опр.	Не опр.	3,34	2,43

колумбитизированный гатчеттолит; 53 — псевдоморфоза ферсмита по гатчеттолиту; 54, 55 — псевдоморфозы колумбита по гатчеттолиту.

Анализы образца 1, 6, 7, 14, 44 и 49 выполнены в химической лаборатории ВИМСа, аналитики Г. А. Столярова и Л. Н. Полупанова; анализы обр. 2, 5, 8, 13, 23, 43—47 и 51 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ аналитик Э. А. Развозжаева; уран определен Л. И. Леоновой в лаборатории Института геохимии АН СССР; остальные анализы выполнены рентгеноспектральным методом в лаборатории СибГЕОХИ.

разности ярко-желтого цвета имеют пониженный удельный вес (3,80—3,90). Минерал метамиктный, после прокаливания выявляется структура пирохлора с $a_0 = 10{,}38$kX (Гайдукова, Здорик, 1962). Состав гатчеттолита закономерно меняется в зависимости от состава пород, по которым развиваются карбонатиты.

В диопсидовых карбонатитах, развившихся по нефелин-пироксеновым породам, гатчеттолит сравнительно беден танталом (табл. 38, обр. 1—3), отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в нем 10—15. Количество урана сильно колеблется, причем, как правило, урана значительно больше, чем тантала. Характерно повышение содержаний тория и уменьшение ураноториевого отношения в гатчеттолите из карбонатитов, образовавшихся по ийолитам (табл. 38, обр. 1) по сравнению с гатчеттолитом из участков, где исходными породами были меланократовые нефелин-пироксеновые породы мельтейгитового (табл. 38, обр. 2) и особенно пироксенитового состава (табл. 38, обр. 3). Содержание тория в этих образцах изменяется от 0,1 до 9%, урано-ториевое отношение — от 125 до 1,25.

В гатчеттолите из диопсидовых карбонатитов, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии, содержание тантала возрастает до 6—10% (табл. 38, обр. 4—16), ниобий-танталовое отношение снижается до 5—8%. Количество урана увеличивается до 7—16%, и в общем близко к содержанию тантала, хотя, как правило, несколько выше. Концентрация тория меняется от 0,3 до 4%, урано-ториевое отношение — от 5 до 50. В диопсидовых карбонатитах, обогащенных слюдой, и в их слюдяных аналогах (слюдяных карбонатитах второго типа) гатчеттолит по содержанию тантала и ниобий-танталовому отношению аналогичен гатчеттолиту из обычных диопсидовых карбонатитов. Отличие его состоит в повышенном содержании тория, так что суммарное количество урана и тория не изменяется, а урано-ториевое отношение уменьшается до 0,7—1,5 (табл. 38, обр. 17—21). В гатчеттолите из форстеритовых карбонатитов внешней зоны, развившихся по ранним форстеритовым карбонатитам, концентрация пятиокиси тантала достигает 10—26%, а содержание урана равно или несколько ниже содержания тантала (табл. 38, обр. 22—41).

В метасоматитах, заместивших нефелиновые сиениты, гатчеттолит появляется уже за пределами собственно карбонатитовых тел, в зоне альбититов, рассеченных сетью тонких прожилков кальцита. Зерна гатчеттолита располагаются в этих кальцитовых прожилках или вдоль них в альбите, часто в сопровождении циркона, образуя очень мелкозернистые скопления. Иногда наблюдаются включения гатчеттолита в слюде. Проанализированный образец гатчеттолита из этих образований был сильно загрязнен альбитом и по этому анализу можно судить только о величинах ниобий-танталового и урано-ториевого отношений. По ниобий-танталовому отношению этот образец ближе к ториевому пирохлору ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 30$), но отличается от последнего более высоким содержанием тория ($ThO_2 = 10{,}5\%$) и урана ($U_3O_8 = 0{,}8\%$), хотя урано-ториевое отношение в нем такое же, как и в ториевом пирохлоре ($U_3O_8 : ThO_2 = 0{,}08$).

Дизаналит встречен только по периферии тел карбонатитов, развивающихся в нефелин-пироксеновых породах, в ассоциации с циркелитом и бадделеитом. Он образует мелкие кубические кристаллы размером 0,05—0,2 *мм*, черные, с сильным металловидным блеском и отчетливыми красными внутренними рефлексами. Как по внешнему виду, так и по составу дизаналит отличается от перовскита из карбонатитов I стадии. В нем (см. табл. 32) очень высокое содержание ниобия (26—31% Nb_2O_5) и тантала (2,9—4,2% Ta_2O_5). Ниобий-танталовое отношение в дизаналите 7,5—9, т. е. такое же, как и в циркелите и выше, чем в гатчеттолите из этих же тел. Для дизаналита характерно низкое содержание тория при заметном количестве урана (урано-ториевое отношение 3,6—10).

Циркелит обычно присутствует только в самых периферических частях тел, развившихся по нефелин-пироксеновым породам и ранним пироксеновым карбонатитам. Лишь в отдельных случаях — в телах, располагающихся среди пироксенитов, обогащенных перовскитом,— циркелит прослеживается в карбонатитах внешней зоны на значительном удалении от контакта. Как и в массиве 3, циркелит встречается в различных комбинациях с другими редкометальными минералами. Вдоль внешней границы тел он находится в парагенезисе с бадделеитом и дизаналитом; несколько отступя от границы, дизаналит и бадделеит исчезают и остается только циркелит. По мере продвижения внутрь тела появляется гатчеттолит, а циркелит быстро исчезает. В массиве 1 циркелит распространен значительно меньше, чем в массиве 3, и в общем балансе тантала и ниобия он играет очень незначительную роль. Циркелит образует пластинчатые кристаллы размером 0,05—1 *мм*. Часто встречаются разнообразные сростки пластинок: звездчатые и псевдокубической формы,

иногда напоминающие псевдоморфозы по перовскиту. Наблюдаются эпитаксические сростки циркелита с бадделеитом и гатчеттолитом. Цвет минерала черный, блеск металловидный. Колебания в химическом составе циркелита значительно меньше, чем в циркелитах из карбонатитов массива 3.

Бадделеит встречается, как правило, в самых периферических частях карбонатитовых тел II стадии. Обычно он наблюдается в парагенезисе с дизаналитом и циркелитом, или только с циркелитом, реже встречается ассоциация бадделеита с гатчеттолитом. В карбонатитовых телах, развившихся за счет нефелин-пироксеновых пород и ранних пироксеновых карбонатитов, бадделеит по количеству уступает титансодержащим минералам. В телах, заместивших ранние форстеритовые карбонатиты, бадделеит количественно преобладает. В этих телах можно наблюдать псевдоморфозы мелкозернистого бадделеита по округлым выделениям кальциртита, внутри которых часто сохраняются реликты последнего. Бадделеит по своим свойствам не отличается от бадделеита из массива 3.

Массив 2

В массиве 2 редкометальные минералы ранних кальцитовых карбонатитов представлены сфеном, рутилом, цирконом и гатчеттолитом. В сопряженных с карбонатитами альбититах отмечен также астрофиллит.

Сфен пользуется наиболее широким развитием по сравнению с другими титановыми минералами. Он наблюдается в карбонатитах, заместивших нефелинсодержащие и полевошпатовые породы, обычно тяготеет к внешним частям карбонатитовых тел и только изредка встречается в их центральных частях. Сфен образует удлиненные и короткопризматические кристаллы светло-бурого и розового цвета размером до 1—3 *мм* в поперечнике. В его составе отмечен ниобий (до 1% Nb_2O_5) и тантал (до 0,1% Ta_2O_5). В карбонатитах, развившихся по кварцсодержащим фенитам, сфен сменяется рутилом.

Рутил обычно образует неправильные сростки очень мелких призматических кристаллов и зернистые скопления серого цвета. В нем присутствуют значительные количества ниобия (до 5% Nb_2O_5), тантала (до 0,2% Ta_2O_5) и циркония (до 5%).

Циркон характерен преимущественно для периферических частей тел, хотя обычно прослеживается в глубь тел дальше, чем сфен. Он образует дипирамидальные кристаллы, иногда несущие узкий пояс граней пирамиды. Цвет циркона светлый бурый или розовато-бурый, иногда дымчато-серый.

Гатчеттолит в ранних карбонатитах массива 2 встречается практически во всех фациях и зонах; только в апосланцевых карбонатитах находки гатчеттолита очень редки. Внешний вид и физические свойства гатчеттолита массива 2 такие же, как у гатчеттолита из других массивов.

Состав гатчеттолитов варьирует, хотя и несколько меньше чем в массиве 1. Вариации наблюдаются главным образом в содержании и соотношении тория, урана, тантала и ниобия, причем отмечается закономерное изменение содержаний тантала и урана, а также ниобий-танталового отношения как в зависимости от состава исходных пород так и по зонам карбонатитовых тел. В гатчеттолите из периферических частей тел содержание тантала и урана уменьшается, а ниобий-танталовое отношение увеличивается по мере снижения щелочности исходных пород. В апоийолитовых карбонатитах гатчеттолит содержит 15—18% Ta_2O_5 и 15—19% U_3O_8. Ниобий-танталовое отношение в нем составляет 2—2,5. В карбонатитах, заместивших нефелиновые фениты, содержание тантала снижается, а ниобий-танталовое отношение возрастает до 3—3,1. Гатчет-

Таблица 39

Содержание Nb, Ta, Th, Ti и Zr в гатчеттолитах из ранних кальцитовых карбонатитов массива 2 (в %)

Компоненты	Nb_2O_5	Ta_2O_5	U_3O_8	ThO_2	TiO_2	ZrO_2
1	36	17	—	—	—	1,4
2	35,10	13	18,60	Не обн.	9,22	0,36
3	35,3	13,3	19,1	0,19	9,03	0,92
4	33,2	16,1	16,6	0,23	8,34	0,62
5	33,5	15,00	—	—	—	1,60
6	33,0	15,00	—	—	—	0,83
7	53,0	10,00	—	—	5,4	0,88
8	51,00	9,00	—	—	5,9	1,3
9	43,0	14,00	—	—	—	1,1
10	42,00	14,00	—	—	—	1,24
11	39,7	14,1	13,2	3,72	9,22	5,12
12	33,2	13,2	16,6	7,19	8,92	6,90
13	55,0	9,90	—	—	—	2,10
14	46,0	13,0	—	—	—	1,90
15	47,7	12,9	12,9	0,09	6,66	1,50
16	43,8	12,7	16,7	0,23	7,4	0,43
17	46,0	12,0	—	—	—	1,80
18	43,0	12,0	—	—	—	1,30
19	56,0	8,9	—	—	—	1,40
20	55,0	8,5	—	—	6,8	1,10
21	53,0	8,4	—	—	—	1,00
22	53,0	8,8	—	—	5,9	1,43
23	56,0	7,8	—	—	—	1,7
24	57,0	7,6	—	—	4,3	3,0

1—8 — гатчеттолиты из карбонатитов по ийолитам: 1—6 — из внешних зон 7—8 — из внутренних зон; 9, 10 — гатчеттолиты из карбонатитов по нефелиновым фенитам; 11—13 — гатчеттолиты из карбонатитов по нефелиновым сиенитам; 14—24 — гатчеттолиты из карбонатитов по апосланцевым фенитам: 14—18 — из внешних зон, 19—24 — из внутренних зон.

толит из карбонатитов, развившихся по нефелиновым сиенитам, содержит в среднем 13,5%, а гатчеттолит из карбонатитов по апосланцевым фенитам — 12,5% Ta_2O_5. Ниобий-танталовое отношение в последнем равно 3,8—4 (табл. 39). Гатчеттолит из внутренних частей тел заметно беднее танталом, чем гатчеттолит из периферических зон. В карбонатитах, развившихся по нефелинсодержащим породам, гатчеттолит из внутренних частей тел содержит в среднем 9,7% Ta_2O_5; ниобий-танталовое отношение в нем составляет 5,5—6. Гатчеттолит из внутренних частей тел, развившихся по фенитам, наиболее беден танталом (в среднем 8,3% Ta_2O_5); ниобий-танталовое отношение в нем равно 6—7.

Для гатчеттолитов массива 2 характерно высокое содержание титана, которое закономерно уменьшается в периферических зонах от более щелочных фаций к менее щелочным, а также от периферических зон тел к внутренним (см. табл. 39). Другая особенность этих гатчеттолитов,— низкое содержание циркония и тория, которое заметно увеличивается только в гатчеттолитах из карбонатитов, образовавшихся по нефелиновым сиенитам. Благодаря низким содержаниям тория гатчеттолиты массива 2 отличаются чрезвычайно высоким урано-ториевым отношением, которое большей частью находится в пределах 50—200 и только в обогащенных торием разностях снижается до 2,5—4.

Глава 3

КАРБОНАТИТЫ III СТАДИИ

В массиве 1 карбонатиты III стадии образуют широкую полосу, протягивающуюся в северо-западном направлении через срединную часть карбонатитового ядра. Кроме того, наблюдается целая серия более мелких зон, жил и линз карбонатитов III стадии в более ранних карбонатитах ядра и кольцевой зоны, а также в силикатных породах. Общая площадь развития карбонатитов III стадии составляет более 30% всей площади карбонатитов (см. фиг. 1). Распределение карбонатитов III стадии в этом массиве контролируется главным образом линейными трещинными зонами северо-западного направления, секущими по отношению к зональности и границам более ранних карбонатитов.

В массиве 3, по данным Е. М. Эпштейна, карбонатиты III стадии слагают около 20% всей площади, занятой карбонатитами. Они образуют зоны, шириной до 200 *м* и протяженностью 700—1000 *м* в центральной части массива, вокруг крупного тела карбонатитов IV стадии, а также вдоль контактов массива с вмещающими породами (см. фиг. 3). Тектонические нарушения, контролирующие развитие карбонатитов III стадии в этом массиве, большей частью совпадают с более ранними структурами, хотя местами тела III стадии имеют секущую ориентировку по отношению к контактам и зональности всех более ранних карбонатитов.

В массиве 2 доломит-кальцитовые карбонатиты образуют вытянутые тела мощностью до 50 и протяженностью до 500 *м*. По данным А. А. Фролова, они контролируются линейными структурами северо-западного простирания и распространены по всей площади массива (см. фиг. 2).

Карбонатиты III стадии по составу значительно сложнее, чем более ранние образования. Формируются они путем перекристаллизации и изменения карбонатитов I и II стадий и в значительно меньшей степени в результате замещения силикатных пород, главным образом реликтовых блоков среди ранних карбонатитов.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ III СТАДИИ

Минеральный состав карбонатитов III стадии очень разнообразен. В них отмечено около 30 новообразованных минералов (см. табл. 8). Для карбонатитов III стадии характерна многоминеральность: часто в одном образце или шлифе карбонатита наблюдается 6—7 и более породообразующих минералов. Между минералами широко развиты реакционные взаимоотношения. В одном шлифе можно наблюдать целый ряд последовательных замещений одних минералов другими. Характерно выделение новообразованных минералов в виде псевдоморфоз по минералам исходной породы. Псевдоморфный облик выделений сохраняется даже если наблюдается ряд последовательных преобразований минералов. В связи с этим псевдоморфозы часто имеют зональное строение: от центра к пе-

риферии в них сменяются последовательно замещающие друг друга минералы.

Эти особенности карбонатитов III стадии заставили отказаться от разделения их на разновидности по минеральному составу. Более рационально расчленить их в зависимости от состава исходных пород.

По этому признаку были выделены три главных типа карбонатитов III стадии:

1) карбонатиты, развившиеся по пироксеновым карбонатитам ранних стадий («апопироксеновые»);

2) карбонатиты, развившиеся по форстеритовым карбонатитам ранних стадий («апофорстеритовые»);

3) карбонатиты, заместившие силикатные породы.

Такое расчленение в значительной степени облегчается тем, что благодаря псевдоморфному облику выделений новообразованных минералов карбонатиты III стадии очень часто наследуют структурные рисунки более ранних образований. Это позволяет достаточно точно судить о составе и генетической принадлежности исходных пород и при необходимости использовать более дробное разделение образований III стадии, выделяя, например, среди «апофорстеритовых» карбонатитов разности, развившиеся: а) по форстеритовым карбонатитам I стадии, б) по форстеритовым карбонатитам внешней зоны II стадии, в) по форстеритовым карбонатитам внутренней зоны II стадии. Дробное разделение дало возможность выяснить ряд закономерностей изменения минерального и химического составов карбонатитов, а также оказало большую помощь при картировании, особенно при восстановлении картины первоначального строения тел ранних карбонатитов.

Наряду с отмеченными особенностями, в карбонатитах III стадии сохраняется присущая более ранним карбонатитам тенденция к уменьшению количества минералов и увеличению количества кальцита от периферии к центру тел.

Карбонатиты III стадии, развившиеся по пироксеновым карбонатитам («апопироксеновые»)

Среди «апопироксеновых» карбонатитов выделяются три подтипа. Первый подтип — породы, образовавшиеся по авгит-диопсидовым карбонатитам I стадии; второй — породы, сформировавшиеся по диопсидовым и эгирин-диопсидовым карбонатитам II стадии; третий — породы, заместившие диопсид-эгириновые карбонатиты. Породообразующие минералы «апопироксеновых» карбонатитов — кальцит, доломит, щелочные амфиболы, флогопит, эгирин, магнетит, пирротин, пирит и апатит. Различия между породами подтипов заключаются главным образом в составе амфиболов и слюд.

Щелочные амфиболы. В породах первого подтипа (по авгит-диопсидовым карбонатитам) щелочные амфиболы представлены эккерманитом и магнезиоарфведсонитом.

Эккерманит наблюдается преимущественно во внешних частях карбонатитовых тел III стадии. Он образует грубошестоватые псевдоморфозы по удлиненно-таблитчатым кристаллам авгит-диопсида или удлиненно-призматические кристаллы. В самых периферических частях тел амфибол наблюдается только в виде псевдоморфоз, внутри которых часто сохраняются реликты первичного пироксена. Здесь он обычно наиболее светлый серовато- или голубовато-зеленый. По составу этот эккерманит существенно магнезиальный и характеризуется сравнительно высоким содержанием кальция (табл. 37 и 38, обр. 6 и 7), приближающим его к

Таблица 40

Свойства амфиболов из карбонатитов III стадии

Номер образца	Название минерала	$c:Ng$	Плеохроизм			Дисперсия	Ng	Nm	Np	$2V_{Np}$	Удельный вес
			Ng	Nm	Np						
1	Рихтерит	12—17°		Бесцветный		Слабая					
2	»	21—25	Светло-голубой	Зеленовато-серый	Светло-желтый	Отсутствует					
3	»	18—20	Светлый, зеленовато-голубой	Бледно-зеленый	Светло-желтый	То же					
4	»	19—21	Светло-голубой	Светло-зеленый	Светло-желтый	Слабая					
5	»	17—20	Бледно-голубой	Зеленовато-серый	То же	Отсутствует	1,642	—	1,621	80°	3,25
6	Эккерманит	23—27	Голубой	Серо-сиреневый	Желтый	Слабая $\rho > V$					
7	»	23—30	»	То же	»	Заметная $\rho > V$					
8*	»		Светлый Сине-зеленый	Бледно-зеленый	Бледно-желтый	Сильная $\rho \gg V$	1,652	—	1,645	Большой	—
9	»	12—19	Голубовато-зеленый	Серый (сиреневый)	Желтый	Слабая					
10	»	23—30	Голубой	Сиренево-серый	»	»					
12	»	28—30	Зеленовато-голубой	Зеленый	Светло-бурый	Слабая $\rho > V$	1,649	1,643	1,630	68°	3,29
13*	»	32—34		Бесцветный		То же	1,634	1,632	1,626	Большой	
14	»	31—33	Сине-голубой	Сиреневый	Желтый	Заметная $\rho \gg V$					
15	»	29—31	Светлый Зеленовато-зеленый	Серо-сиреневый	»	То же					
16	»	35—36	Зеленовато-синий	Грязно-сиреневый	Светло-бурый	» »					
17	»	28—31	Зеленый	Серо-зеленый	Желто-зеленый						
18	»	22—28	»	То же	То же	Заметная $\rho > V$					
19	Магнезио-арфведсонит	36—40	Светло-зеленый	Зеленовато-серый	Синевато-зеленый	Заметная					
20*	То же	60—70	Светло-голубой	Сине-зеленый	Зелено-синий	Сильная $\rho \gg V$	1,672	1,664	1,656	Большой	
21	» »	50—54	Желтовато-зеленый	Сине-серый	Синий	Слабая $\rho > V$					
22	» »	50—55	То же	Синевато-серый	Зеленовато-синий	Сильная $\rho \gg V$					
23	» »	47—50	Бурый	Сиреневый	То же	То же	1,666	1,661	1,654	10°	3,40
24	» »	43—47	Желтый	Грязно-сиреневый	Синий	Сильная					
25	» »	46—49	»	То же	Темно-синий	»					
26	» »	50—52	Светло-бурый	Темный серо-сиреневый	То же	»					
27	» »	48—52	То же	То же	» »	»					
28	» »	53—56	» »	Темно-сиреневый	» »	»					
29	» »	54—58	» »	Темный сине-сиреневый	» »	»					
30	» »	46—50	То же	То же	» »	»					

* По данным Е. А. Нечаевой.

Химический состав амфиболов из карбонатитов III стадии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	55,74	55,28	55,52	55,06	55,78	52,96	53,74		55,14	55,56
TiO_2	0,52	0,65	0,65	0,28	0,21	0,97	0,74		0,53	0,61
Al_2O_3	0,72	1,04	1,32	1,60	0,68	0,54	0,75		0,41	0,34
Fe_2O_3	2,25	3,33	3,29	5,79	2,76	6,59	9,52		6,44	7,40
FeO	1,74	2,24	1,51	2,33	2,00	3,58	3,91		2,86	1,81
MnO	0,13	0,12	0,11	0,19	0,09	0,17	0,10		0,05	0,10
MgO	22,15	20,89	21,67	18,00	22,08	17,83	16,78		18,82	18,27
CaO	6,45	6,90	6,10	3,70	4,79	5,41	1,80		4,34	2,48
Na_2O	6,33	6,18	6,35	8,10	7,29	6,48	8,44		6,75	8,24
K_2O	1,32	1,13	1,31	1,60	1,08	2,41	1,81		1,93	2,41
П.п.п.	1,09	1,31	1,13	2,78	3,05	3,65	2,50		2,75	2,65
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,40	0,34	0,49	0,06		0,19	0,35
Сумма	99,44	99,08	98,96	99,62	100,15	100,08	100,15		100,27	100,52
Si	7,80	7,74	7,72	7,76	7,76	7,55	7,71	7,41	7,85	7,92
Al_{IV}	0,12	0,17	0,20	0,08	0,12	0,11	0,13	0,44	0,07	—
Ti	0,05	0,08	0,08	0,01	0,02	0,10	0,08	0,09	0,05	0,10
Fe^{3+}_{IV}	0,03	—	—	0,15	0,10	0,24	0,08	—	0,03	—
Al_{VI}	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{3+}_{VI}	0,20	0,35	0,35	0,28	0,18	0,46	0,93	1,06	0,66	0,78
Fe^{2+}	0,20	0,26	0,18	0,30	0,23	0,43	0,47	0,42	0,33	0,21
Mn	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,02	0,01	—	0,01	0,01
Mg	4,62	4,35	4,49	4,43	4,58	4,09	3,54	3,46	4,00	3,95
Na	1,71	1,68	1,72	1,96	1,96	1,80	2,34	2,48	1,86	2,26
K	0,24	0,20	0,23	0,40	0,20	0,41	0,12	0,08	0,33	0,43
Ca	0,97	1,03	0,91	0,76	0,72	0,79	0,28	0,30	0,66	0,38
OH	2,00	2,00	2,00	1,37	1,99	1,98	2,00	2,00	1,99	1,99
F										
O				0,63	0,01	0,02			0,01	0,01
H_2O	—	—	—	—	0,41	0,72	0,20		0,30	0,26

рихтеритам. В светлом эккерманите часто наблюдается пылевидная вкрапленность магнетита.

Ближе к внутренним частям тел можно видеть перекристаллизацию амфибола: его скопления теряют четкий псевдоморфный облик, превращаясь в неправильные, сноповидные и лучистые сростки или разделяясь на отдельные грубопризматические кристаллы. Амфибол приобретает более темную окраску, становясь зеленым или синевато-зеленым, плеохроизм его делается более отчетливым. В нем возрастает количество железа, снижается содержание кальция и повышается роль окисного железа по сравнению с закисным (табл. 37 и 38, обр. 8). Пылевидный магнетит в нем исчезает, хотя в породах вкрапленность магнетита обычно сохра-

Таблица 41

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
54,66	55,22		53,14	54,96	53,20	54,72	54,12	53,02	
0,40	0,28		0,36	0,15	0,60	1,13	0,91	0,78	
0,54	1,60		2,32	1,42	2,33	0,34	1,38	0,95	
6,79	5,79		5,61	5,26	5,92	8,05	6,62	8,94	
5,25	2,33		4,61	3,46	4,38	2,82	5,75	5,82	
0,02	0,19		Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07	0,07	0,14	
17,06	18,00		17,72	19,03	17,62	17,50	17,88	15,24	
3,44	3,70		4,80	4,09	5,85	2,37	3,60	2,82	
7,70	8,10		6,75	7,01	6,75	7,16	7,02	7,83	
1,20	1,60		1,69	1,69	1,69	2,29	1,78	1,93	
2,25	2,75		1,09	1,63	1,33	2,75	1,25	2,40	
0,34	Не опр.		1,11	0,82	0,87	0,40	1,17	0,31	
99,65	99,62		99,44	99,73	100,81	99,60	99,60	98,98	
7,84	7,97	8,04	7,67	7,88	7,71	7,86	7,78	7,74	7,59
0,03	—	—	0,30	0,11	0,23	0,02	0,12	0,16	0,32
0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,06	0,12	0,10	0,09	0,07
0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,10	—	0,08	0,13	0,17	0,04	0,12		
0,71	0,62	0,54	0,61	0,56	0,64	0,87	0,70	0,98	1,28
0,63	0,28	0,01	0,56	0,41	0,53	0,34	0,46	0,71	0,43
—	0,03	0,03	—	—	—	0,01	0,01	0,01	
3,66	3,87	4,36	3,75	3,90	3,66	3,76	3,80	3,31	3,18
2,14	2,24	2,22	1,90	1,97	1,90	1,99	1,94	2,22	2,52
0,22	0,29	0,14	0,30	0,31	0,30	0,41	0,33	0,35	0,16
0,55	0,66	0,56	0,72	0,61	0,87	0,36	0,55	0,43	0,30
1,99		1,88	1,51	1,65	1,12	1,99	1,16	1,99	
	1,66								2,00
0,01		1,12	0,49	0,35	0,36	0,01	0,53	0,01	
	0,34				0,52	—	0,31	—	
0,09	—		—	—	—	0,32			0,17

няется. В ряде случаев одновременно с перекристаллизацией амфибола происходит замещение магнетита пирротином, причем иногда наблюдаются срастания пирротина с амфиболом. Во внутренних частях тел эккерманит сменяется магнезиоарфведсонитом.

Магнезиоарфведсонит образует отдельные шестоватые кристаллы темной зеленой или сине-зеленой (до почти черной) окраски. В одних случаях он замещает эккерманит по спайности и с периферии, в других — можно видеть, как вокруг сростков эккерманита располагаются хорошо оформленные кристаллы магнезиоарфведсонита. Последний отличается еще более высокой железистостью, более высоким светопреломлением, большим углом угасания ($c : Ng$) и более интенсивной диспер-

Таблица 41 (окончание)

Компоненты	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO_2	52,40	53,06	52,83	50,48	52,28	52,12	52,02	52,26	52,56	54,84
TiO_2	0,91	0,91	0,54	0,72	0,71	0,48	0,90	1,21	0,83	0,43
Al_2O_3	1,88	2,19	2,69	1,44	1,86	0,33	1,61	1,27	1,02	2,66
Fe_2O_3	8,30	8,10	9,82	9,76	10,24	12,89	13,08	14,16	14,93	11,20
FeO	4,67	5,10	4,67	5,69	7,30	5,91	6,14	6,50	5,40	2,43
MnO	0,07	0,07	0,18	0,21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	15,69	15,67	14,93	14,47	13,19	12,32	12,99	10,56	10,30	15,13
CaO	4,30	3,70	2,30	2,72	1,84	2,73	2,55	2,04	2,04	1,30
Na_2O	7,17	7,44	7,72	7,83	7,97	7,25	7,97	7,67	7,32	8,17
K_2O	1,02	0,94	1,92	1,93	2,17	1,81	1,69	1,81	1,88	0,47
П.п.п.	1,81	1,78	2,60	4,12	1,10	2,87	0,62	2,54	2,49	1,59
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,28	0,90	Не опр.	1,03	Не опр.	Не опр.	1,57
Сумма	98,82	99,08	100,24	99,75	100,17	100,31	100,87	99,39	99,75	99,75
Si	7,60	7,63	7,35	7,54	7,70	7,89	7,60	7,91	7,97	7,80
Al_{IV}	0,30	0,28	0,46	0,26	0,22	0,06	0,27	—	—	0,16
Ti	0,10	0,09	0,07	0,08	0,08	0,05	0,09	0,13	0,09	0,04
Fe^{3+}_{IV}	—	—	0,12	0,12	—	—	0,04			
Al_{VI}	0,03	0,10			0,09			0,07	0,18	0,29
Fe^{3+}_{VI}	0,91	0,88	1,34	0,93	1,12	1,47	1,40	1,67	1,71	1,20
Fe^{2+}	0,57	0,61	0,54	0,82	0,90	0,75	0,75	0,82	0,70	0,28
Mn	0,01	0,01	0,02	0,03						
Mg	3,59	3,35	3,11	3,21	2,89	2,78	2,84	2,39	2,35	3,21
Na	2,02	2,07	2,30	2,26	2,30	2,13	2,27	2,22	2,14	2,26
K	0,19	0,17	0,36	0,36	0,40	0,34	0,31	0,34	0,36	0,09
Ca	0,67	0,57	0,34	0,42	0,28	0,44	0,38	0,33	0,33	0,20
OH				1,40	1,31		1,10			1,30
F	2,00	2,00	1,88			1,24		1,05	0,86	
O				0,60	0,42		0,49			0,70
			0,12	—	0,25	0,76		0,95	1,14	
H_2O										0,12

1—5 — рихтериты: 1—4 — из апопироксеновых карбонатитов (1—3 — массив 3; 4 — массив 2), 5 — из апофорстеритовых карбонатитов массива 1; 6—18 — эккерманиты: 6—8 — из апопироксеновых карбонатитов первого подтипа (6, 7 — массив 1; 8 — массив 3), 9—16 — из апопироксеновых карбонатитов второго подтипа (9—12 — массив 1; 13 — массив 3; 14—16 — массив 2); 17—18 — из апофорстеритовых карбонатитов (17 — массив 1; 18 — массив 3); 19—30 — магнезиоарфведсониты: 19, 20 — из апопироксеновых карбонатитов первого подтипа (19 — массив 1; 20 — массив 3), 21—23 — из апопироксеновых карбонатитов второго подтипа 21, 22 — массив 3; 23 — массив 1), 24—29 — из апопироксеновых карбонатитов третьего подтипа массива 2 (24 — периферия тел; 25—27 — внешняя часть тел; 23—29 — внутренняя часть тел), 30 — из апофорстеритовых карбонатитов массива 3.

Образцы 8, 13 и 20 — по материалам Е. А. Нечаевой и Е. М. Эпштейна. Остальные анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

сией (табл. 40, 41, обр. 19 и 20). Вместе с магнезиоарфведсонитом в породах часто появляется пирит, замещающий магнетит (или пирротин) и образующий с амфиболом тесные срастания.

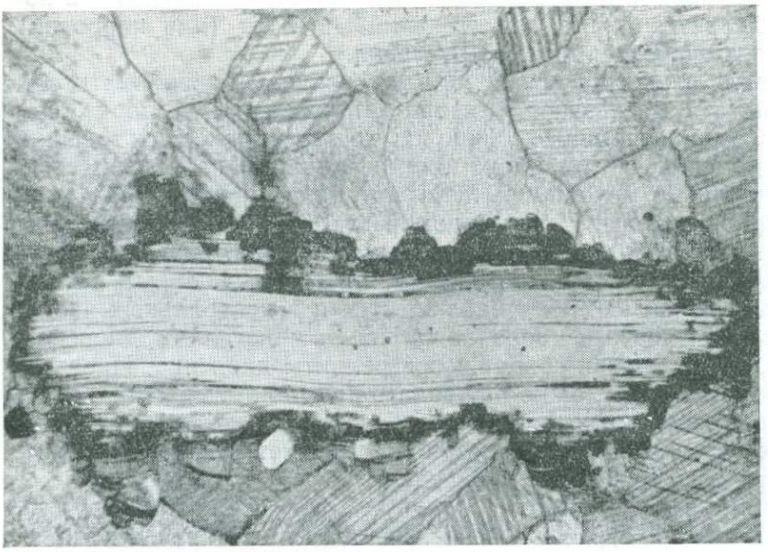
В карбонатитах второго подтипа (по диопсидовым карбонатитам) кроме эккерманита и магнезиоарфведсонита встречается рихтерит. Наблюдается закономерная смена амфиболов по мере перехода от внешних частей тел к внутренним, та же смена иногда видна в зональных псевдоморфозах амфибола по крупным кристаллам диопсида. В периферических частях карбонатитовых тел псевдоморфозы по диопсиду сложены тонковолокнистым или волокнисто-игольчатым почти бесцветным, чуть голубоватым или зеленоватым амфиболом, часто насыщенным тонкой сыпью магнетита. Такой амфибол наблюдается и в центральных частях зональных псевдоморфоз амфибола по крупным кристаллам диопсида, особенно тогда, когда внутри сохраняются реликты диопсида. Иногда в периферических частях тел можно наблюдать кристаллы диопсида, окруженные и корродированные каймой почти бесцветного амфибола, имеющей кокардовое строение. Изредка амфибол образует тонкие прожилки, рассекающие крупные кристаллы диопсида.

По составу и свойствам этот амфибол относится к рихтериту (см. табл. 40, 41, обр. 1—3), хотя в некоторых образцах количество кальция несколько понижено по сравнению с идеальной формулой рихтерита (табл. 38, обр. 4) и они, по существу, являются переходными между рихтеритом и магнезиальным эккерманитом. Рихтериты характеризуются небольшим содержанием железа и незначительным содержанием алюминия в тетраэдрической группировке. В образце из массива 2 в тетраэдрическую группировку входит также немного окисного железа (табл. 38, обр. 4). Иногда в рихтерите наблюдаются вростки не магнетита, а пирротина. В этом случае рихтерит приобретает отчетливую голубую окраску и содержит несколько больше железа (обр. 1 — с магнетитом, обр. 2 — с пирротином).

Помимо рихтерита в псевдоморфозах амфибола по диопсиду обычно присутствует эккерманит. Он слагает внешние зоны зональных псевдоморфоз, корродируя и замещая рихтерит. Кроме того, среди игольчато-волокнистого агрегата рихтерита располагаются шестовато-игольчатые кристаллы эккерманита, не имеющие с рихтеритом реакционных взаимоотношений.

Эккерманит, наблюдающийся в срастании с рихтеритом — светлый, зеленовато-голубой и судя по оптическим свойствам ($c:Ng=25—30°$). сравнительно мало железистый. Эккерманит, замещающий рихтерит, отличается несколько более интенсивной окраской и заметным плеохроизмом. По составу он также маложелезистый (табл. 37 и 38, обр. 9, 10, 13 и 15) и отличается от эккерманита из внешних зон карбонатитов первого подтипа только меньшим содержанием кальция. По мере перехода к внутренним частям тел наблюдается перекристаллизация амфибола. Рихтерит полностью исчезает, его сменяет эккерманит, образующий скопления линзовидной и неправильной формы, сноповидные или лучистые сростки и отдельные игольчато-призматические кристаллы. Вокруг таких кристаллов часто наблюдаются каемки магнезиоарфведсонита. При перекристаллизации окраска эккерманита усиливается до зеленой и синевато-зеленой, плеохроизм становится более интенсивным, угол угасания увеличивается. В нем возрастает количество железа (см. табл. 40, 41, обр. 11, 14, 16).

В центральных частях тел эккерманит сменяется магнезиоарфведсонитом, причем, так же как и в карбонатитах первого подтипа, иногда наблюдается замещение эккерманита магнезиоарфведсонитом, а чаще — развитие шестоватых кристаллов темного сине-зеленого (до почти черного) магнезиоарфведсонита вокруг скоплений эккерманита. Магнезио-



Фиг. 38. Оторочка призматического тетраферрифлогопита вокруг таблитчатого флогопита в карбонатите III стадии. Увел. 20, без анализатора

арфведсонит из карбонатитов второго подтипа ничем не отличается от магнезиоарфведсонита из карбонатитов первого подтипа (см. табл. 40, 41, обр. 21—23).

В карбонатитах третьего подтипа (по диопсид-эгириновым карбонатитам) амфибол представлен магнезиоарфведсонитом. В периферических частях тел амфибол образует псевдоморфозы по диопсид-эгирину, внутри которых часто сохраняются реликты пироксена. В этих псевдоморфозах наблюдается сравнительно магнезиальный магнезиоарфведсонит, близкий по составу к магнезиоарфведситу из карбонатитов первого и второго подтипов (см. табл. 40, 41, обр. 24). По мере удаления от границы тел происходит перекристаллизация амфибола с образованием сростков и отдельных шестовато-игольчатых кристаллов более железистого магнезиоарфведсонита (см. табл. 41, обр. 25—27). Во внутренних частях тел амфибол наиболее железистый (см. табл. 40, 41, обр. 28, 29). Одновременно с возрастанием железистости уменьшается содержание компонентов группы x (K+Na+Ca), и амфиболы приобретают состав, промежуточный между магнезиоарфведсонитами и магнезиорибекитами.

Слюда в «апопироксеновых» карбонатитах весьма разнообразна. По данным Е. Н. Чернышевой (Чернышева, Гормашева, 1966), во внешних частях тел III стадии слюды в значительной степени наследуют состав и свойства слюд исходных пород. В карбонатитах первого подтипа слюды представлены железистыми флогопитами, по составу почти не отличающимися от слюд авгит-диопсидовых карбонатитов (табл. 42, обр. 2—4), но с более светлыми внешними каймами, обладающими обратной схемой плеохроизма.

В карбонатитах второго подтипа слюды представлены разностями, обычно имеющими оптические свойства тетраферрифлогопитов. По составу они являются обычными флогопитами с железистостью от 10 до 25% (см табл. 42, обр. 5, 6). Е. А. Чернышева высказывает предположение, что в этих слюдах часть железа все-таки входит в тетраэдрическую группировку, вытесняя часть алюминия в октаэдрическую.

Ближе к центральным частям тел флогопит сменяется тетраферрифлогопитом. Вначале вокруг пластинок и табличек флогопита появляют-

Таблица 42

Химический состав слюд из карбонатитов III стадии массива I

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	36,68	37,65	37,57	37,94	38,83	40,93	40,05	39,46	39,09	39,24
TiO_2	4,25	1,47	1,34	1,53	0,54	0,18	0,89	Не обн.	0,38	0,20
Al_2O_3	16,09	15,01	15,09	14,93	12,50	13,33	14,96	9,64	10,04	10,14
Fe_2O_3	5,37	4,57	4,82	3,54	6,49	5,21	3,95	4,78	4,55	3,95
FeO	2,51	3,85	3,80	4,58	5,26	2,33	3,48	3,29	4,23	2,61
MnO	0,04	0,14	0,16	0,21	0,34	0,17	0,12	0,24	0,15	0,12
MgO	20,44	21,23	21,47	21,89	20,15	23,75	20,26	22,92	23,21	23,80
CaO	0,36	0,19	0,20	0,48	0,11	0,32	0,24	0,95	0,45	0,45
Na_2O	1,12	0,84	0,84	1,09	0,34	0,45	0,62	0,43	0,41	1,00
K_2O	9,49	9,62	9,79	8,87	9,39	9,49	9,97	9,97	9,93	9,95
F	0,33	0,40	0,42	0,32	0 26	0,57	0,37	0,67	0,50	1,57
П. п.п.	3 92	5,33	4,47	4,75	5,70	4,39	5,27	6,08	6,61	6,53
Сумма (с поправкой на F)	100,46	100,13	99,80	100,00	99,80	100,88	100,01	99,03	99,33	99,90
Si	2,69	2,78	2,76	2,77	2,90	2,92	2,91	3,02	2,95	2,98
Al_{VI}	1,31	1,22	1,24	1,23	1,10	1,08	1,09	0,87	0,89	0,91
Fe^{3+}_{IV}	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,16	0,11
Al_{VI}	0,08	0,08	0,07	0,05	—	0,03	0,20	—	—	—
Fe^{3+}_{VI}	0,30	0,25	0,24	0,29	0,35	0,15	0,22	0,16	0,10	0,11
Fe^{2+}	0,16	0,26	0,26	0,20	0,37	0,28	0,23	0,22	0,27	0,18
Mg	2,23	2,33	2,35	2,38	2,25	2,52	2,30	2,61	2,61	2,70
Ti	0,23	0,08	0,07	0,08	—	0,01	0,05	—	0,02	0,01
K	0,89	0,90	0,91	0,82	0,89	0,89	0,90	0,97	0,97	0,96
Na	0,16	0,12	0,12	0,15	0,05	0,06	0,09	0,06	0,05	0,14
OH	1,34	1,62	1,68	1,75	1,69	1,82	1,49	1,65	1,75	1,41
F	0,08	0,09	0,10	0,07	0,06	0,13	0,09	0,16	0,12	0,38
O	0,58	0,29	0,22	0,18	0,25	0,05	0,42	0,19	0,13	0,21

1—9 — слюды из внешних зон тел III стадии: 1 — флогопит из карбонатитов по альнёитам, 2—4 — флогопиты из карбонатитов по пироксеновым карбонатитам I стадии, 5, 6 — флогопиты из карбонатитов по диопсидовым карбонатитам II стадии; 7 — флогопит из карбонатитов по форстеритовым карбонатитам I стадии, 8, 9 — тетраферрифлогопиты из карбонатитов по форстеритовым карбонатитам II стадии; 10 — тетраферрифлогопит из внутренних частей тел III стадии.
Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

ся каймы тетраферрифлогопита (фиг. 38). Характерно, что при этом наблюдается интенсивное разрастание кристаллов перпендикулярно базопинакоиду, и выделения слюд начинают приобретать призматическую форму. Часто образуются своеобразные формы, напоминающие скелетные, когда на пинакоидальной грани таблитчатой слюды развивается система более мелких столбчато-призматических наростов. Постепенно слюда полностью превращается в ярко-красный до темно-красного тетраферрифлогопит, образующий либо крупные призматические кристаллы,

Таблица 43

Химический состав слюд из доломит-кальцитовых карбонатитов массива 2

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	36,08	39,03	38,64	37,58	36,27	38,78	37,21	37,58	36,28	36,03	35,62
TiO_2	0,84	1,82	1,63	2,03	2,97	1,68	2,37	2,69	2,97	2,93	3,00
Al_2O_3	9,31	9,17	9,64	10,46	11,82	9,03	10,69	9,78	10,46	10,33	11,56
Fe_2O_3	4,71	2,05	9,94	2,90	2,31	2,72	2,73	1,74	2,64	4,09	4,01
FeO	11,17	12,69	13,08	13,27	16,70	16,42	16,70	20,43	21,86	21,95	23,86
MnO	0,24	0,39	0,21	0,29	0,22	0,21	0,24	0,24	0,32	0,41	0,21
MgO	19,69	19,15	17,96	18,04	13,61	15,18	14,83	12,69	10,44	9,90	7,92
CaO	1,14	0,56	0,65	0,68	0,88	0,54	0,94	0,57	0,70	0,91	0,61
K_2O	9,63	9,15	9,63	9,39	9,87	9,15	9,28	9,87	9,15	9,63	8,91
Na_2O	0,27	0,32	0,38	0,43	0,35	0,16	0,26	0,15	0,18	0,32	0,27
П.п.п.	5,98	5,06	5,09	5,11	5,94	5,26	5,34	4,40	4,40	4,56	4,22
F	0,65	0,23	0,26	0,15	0,30	0,67	—	0,24	0,25	0,13	0,29
Сумма (с поправкой на F)	99,64	99,52	100,11	100,27	100,11	99,52	100,59	100,28	99,55	100,44	100,36
Si	2,81	2,98	2,97	2,87	2,88	3,04	2,96	2,98	2,93	2,92	2,90
Al_{IV}	0,87	0,81	0,87	0,95	1,10	0,83	0,98	0,91	1,00	1,02	1,10
Fe^{3+}_{IV}	0,27	0,12	0,16	0,17	—	0,13	—	—	—	—	—
Ti_{IV}	0,05	0,09	—	0,01	0,02	—	0,06	0,11	0,07	0,06	—
Al_{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01
Fe^{3+}_{VI}	—	—	0,01	—	0,14	0,03	0,16	0,10	0,16	0,23	0,24
Fe^{2+}	0,72	0,81	0,84	0,85	1,10	1,08	1,11	1,35	1,48	1,45	1,62
Mg_{VI}	2,28	2,17	2,06	2,05	1,60	1,79	1,71	1,50	1,25	1,20	0,95
Ti	—	0,02	0,09	0,10	0,16	0,10	0,08	0,05	0,11	0,12	0,18
Ca	0,09	0,04	0,05	0,05	0,07	0,04	0,07	0,04	0,06	0,07	0,05
K	0,95	0,90	0,04	0,91	0,99	0,92	0,92	0,99	0,94	0,99	0,92
Na	0,03	0,05	0,95	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
OH	1,82	1,80	1,62	1,83	1,39	1,54	1,45	1,55	1,46	1,45	1,35
F	0,16	0,06	0,06	0,03	0,07	0,16	—	0,06	0,07	0,03	0,07
O	0,02	0,14	0,25	0,14	0,54	0,30	0,55	0,39	0,47	0,52	0,58

1 — тетраферрифлогопит из апоийолитовых карбонатитов; 2—4 — тетраферрифлогопиты из аппопироксеновых карбонатитов второго подтипа (краевые части тел); 5 — железистый флогопит из апопироксеновых карбонатитов второго подтипа (центральные части тел); 6 — тетраферрифлогопит из апопироксеновых карбонатитов третьего подтипа (краевые части тел); 7 — неплеохроирующий железистый флогопит из апопироксеновых карбонатитов третьего подтипа; 8—11 — биотиты из апопироксеновых карбонатитов третьего подтипа (в порядке смены по направлению к осевым частям тел).
Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

либо скопления мелких длинностолбчатых. По составу тетраферрифлогопит карбонатитов III стадии очень близок к тетраферрифлогопиту из карбонатитов II стадии (см. табл. 42, обр. 10).

В массиве 2 наблюдаются несколько иные закономерности изменения состава слюд. В карбонатитах второго подтипа во внешних частях тел слюда представлена тетраферрифлогопитом, образующим таблитчатые

и короткопризматические кристаллы. Этот тетраферрифлогопит значительно более железистый, чем тетраферрифлогопиты из массивов 1 и 3 (табл. 49, обр. 2—4) и характеризуется четким аномальным плеохроизмом в оранжево-красных тонах по схеме $Np \gg Ng$.

По мере приближения к осевой части тел интенсивность плеохроизма ослабевает (при сохранении слюдами красной окраски) вплоть до появления почти не плеохроирующей слюды ($Np \simeq Ng$). Еще ближе к центру тел окраска слюды становится буроватой, а схема плеохроизма обычной ($Ng > Np$). По химическому составу эта слюда является железистым флогопитом, обогащенным по сравнению с тетраферрифлогопитом не только алюминием, но и железом (см. табл. 43, обр. 5). В карбонатитах третьего подтипа в самых внешних частях тел наблюдаются железистые тетраферрифлогопиты (см. ту же табл., обр. 6), которые по направлению к центру быстро сменяются неплеохроирующими красными железистыми флогопитами (там же, обр. 7), а затем — буро-красными слюдами, плеохроирующими по схеме $Ng > Np$. Эти слюды по химическому составу относятся уже к биотитам, в которых по мере приближения к центру тел последовательно возрастает содержание алюминия и железа (там же, обр. 8—11).

Эгирин является характерным минералом карбонатитов третьего подтипа. Он иногда наблюдается в парагенезисе с амфиболом, занимая место слюды, но чаще появляется в парагенезисе со слюдой, играя ту же роль, что и амфибол. Состав эгирина не постоянен. В краевых частях тел наблюдается диопсид-эгирин с железистостью $f = 65—73\%$, которая закономерно увеличивается по мере уменьшения щелочности исходных пород (табл. 44). Ближе к осевой части тел наблюдается диопсид-эгирин

Таблица 44

Оптические свойства и железистость пироксенов из «апопироксеновых» доломит-кальцитовых карбонатитов массива 2

Карбонатитовые тела		$c : Np$	$2V^{0}_{Np}$	f, %
часть	номер *			
Внешняя	I	(—)10—14°	81—87	55—67
	II	(—) 8—10	78—83	65—69
	III	(—) 4— 7	72—78	73—77
Срединная	I	(—) 2— 5	65—74	75—82
	II	0—(—)4	60—72	77—86
	III	0—(—)2	60—65	82—86
Внутренняя	I	(+)3—6	60	89—94
	II	(+)2—6	60	
	III	(+)2—7	60	87—98

* Карбонатит, развившийся по: I — карбонатизированному ийолиту; II — по нефелиновому сиениту; III — по карбонатизированному апосланцевому фениту.

с железистостью 75—86% (табл. 44, 45, обр. 1). В центральных частях тел присутствует наиболее железистый пироксен, по составу близкий к чистому эгирину (табл. 44, 45, обр. 2—4).

Кроме того, эгирин присутствует спорадически в наиболее внутренних частях карбонатитовых тел первого и второго подтипов. Он обычно образует сростки мелких шестоватых кристаллов темно-зеленого цвета или отдельные призматические зерна. Часто наблюдаются срастания эгирина с пиритом. Первый корродирует и замещает магнезиоарфведсонит или образует тонкие каемки вокруг кристаллов последнего. По составу и свойствам эгирин близок к чистому эгирину.

Таблица 45

Химический состав пироксенов из доломит-кальцитовых карбонатитов массива 2

Компоненты	1*	2	3	4	Компоненты	1*	2	3	4
SiO_2	51,32	52,84	49,48	50,84	Si	1,95	2,00	1,94	1,97
TiO_2	1,24	1,26	1,62	0,86	Al_{IV}	0,05	—	0,05	0,03
Al_2O_3	1,11	1,27	1,02	1,25	Ti	0,04	0,04	0,05	0,02
Fe_2O_3	24,79	26,12	27,06	30,28	Al_{VI}	—	0,06	—	0,02
FeO	2,51	1,92	1,63	0,85	Fe^{3+}	0,71	0,80	0,80	0,89
MnO	0,14	—	0,02	—	Fe^{2+}	0,08	0,05	0,05	0,03
MgO	2,89	1,52	1,14	1,24	Mg	0,17	0,09	0,07	0,07
CaO	5,92	3,30	3,90	0,78	Ca	0,23	0,13	0,13	0,03
K_2O	0,20	0,88	0,14	0,10	K	0,01	0,01	0,01	—
Na_2O	10,30	10,80	11,88	12,42	Na	0,76	0,82	0,90	0,94
P_2O_5	0,37	0,19	0,61	0,43	$F_{пир, \%}$	82	90	92	94
П.п.п.	0,75	0,73	0,86	0,95					
Сумма	99,49	99,67	99,37	100,00					

* Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева

Магнетит, пирротин и пирит. Магнетит образует мельчайшие включения в светлых амфиболах и скопления мелких октаэдрических кристаллов, реже — округлых зерен. Часто он сохраняет формы, характерные для магнетита исходных карбонатитов, несмотря на то, что количество примесей в нем меняется. Магнетит из амфиболовых карбонатитов содержит в среднем 0,27% Al_2O_3 и 0,55% MgO. Для карбонатитов III стадии характерно замещение магнетита пирротином. Пирротин обрастает и корродирует магнетит, проникает в него по микротрещинам. Часто можно наблюдать выделения пирротина, в центральных частях которых сохраняются реликты магнетита. Во внутренних частях тел иногда происходит замещение пирротина пиритом. При этом на месте пирротина образуются скопления тонкозернистого пирита, окруженные более крупными идиоморфными кристаллами. Эта в общем закономерная смена от периферии тел к центру: магнетит⟶пирротин⟶пирит,— иногда осложняется явлениями обратных замещений. Так, можно наблюдать образование тонких каемок магнетита вокруг пирротина, реже вокруг пирита. Особенно широко такие замещения развиты в массиве 2.

Апатит образует тонкие игольчатые или шестовато-игольчатые кристаллы, а также скопления мелких округлых и овальных зерен. Часто сростки крупных шестоватых кристаллов апатита исходных карбонатитов при развитии процессов III стадии деформируются, апатит приобретает пятнистое угасание, гранулируется. Постепенно такие сростки преобразуются в агрегат мелких округлых зерен, среди которых располагаются отдельные игольчатые кристаллы, ориентированные радиально в центральных частях скоплений и тангенциально — по их периферии. По составу и свойствам апатит карбонатитов III стадии мало отличается от апатита из карбонатитов II стадии, будучи также представлен фтор-апатитом с несколько повышенным удельным весом (см. табл. 12, обр. 3).

Кальцит в процессах III стадии подвергается интенсивной перекристаллизации. В краевых частях карбонатитовых тел зерна кальцита приобретают зазубренные извилистые очертания. Ближе к осевым частям тел наблюдается развитие агрегата мелких зерен по спайности и двойниковым швам крупных зерен кальцита. Постепенно крупные зерна кальцита превращаются в мелкозернистый кальцитовый агрегат, среди которого располагаются реликты крупных зерен. В центральных частях тел мелкие зерна кальцита приобретают правильную изометричную или овальную форму, причем часто возникает однообразная ориентировка овальных зерен кальцита, параллельная полосчатости породы. Кальциты карбонатитов III стадии отличаются от более ранних сравнительно высоким содержанием магния и железа (табл. 11, обр. 12—14).

Карбонатиты III стадии, развившиеся по форстеритовым карбонатитам («апофорстеритовые»)

Среди «апофорстеритовых» карбонатитов можно выделить три подтипа: первый — карбонатиты, образовавшиеся по форстеритовым карбонатитам I стадии, второй — карбонатиты, образовавшиеся по форстеритовым карбонатитам внешней зоны II стадии, третий — карбонатиты, сформировавшиеся по форстеритовым карбонатитам внутренней зоны II стадии. Эти подтипы различаются по реликтовым структурам, особенностям состава слюд и количественным соотношениям минералов.

Породообразующими минералами «апофорстеритовых» карбонатитов являются хондродит, серпентин, тальк, щелочные амфиболы, флогопит, доломит, кальцит, апатит, магнетит, пирротин и пирит.

Слюды в апофорстеритовых карбонатитах представлены флогопитом и тетраферрифлогопитом. По данным Е. А. Чернышевой (Чернышева, Гормашева, 1966), в первом подтипе «апофорстеритовых» карбонатитов слюды по составу почти идентичны слюдам из форстеритовых карбонатитов I стадии (табл. 42, обр. 7). Они представлены маложелезистым флогопитом, образующим таблички буровато-зеленого цвета, в которых отчетливо проявляется розовая окраска по *Np*, особенно в периферических частях кристаллов. В третьем подтипе «апофорстеритовых» карбонатитов по периферии тел развиты слюды, почти не отличимые от слюд из форстеритовых карбонатитов II стадии (табл. 42, обр. 8, 9). Ближе к осевым частям тел III стадии происходит перекристаллизация слюд с преобразованием крупных таблитчатых кристаллов в агрегаты мелких длиннопризматических. Слюды становятся отчетливо красными до буро-красных и приобретают резкий плеохроизм $Np \gg Ng$. Так же, как и в «апопироксеновых» карбонатитах, здесь характерно появление зональных слюд, причем можно наблюдать как закономерное изменение окраски по зонам, которая усиливается от центра к периферии, так и незакономерное чередование темных и светлых зон. В центральных частях тел присутствует длиннопризматический темно-красный тетраферрифлогопит, по составу не отличающийся от тетраферрифлогопита из центральных частей «апопироксеновых» карбонатитов, но имеющий более темную красную окраску по *Np*.

Хондродит в массиве 1 встречается редко и только в самых периферических частях тел карбонатитов первого подтипа. В массиве 3 хондродит наблюдается чаще, и в карбонатитах всех трех подтипов. Здесь он также приурочен к внешним зонам тел. Хондродит корродирует и замещает форстерит, образуя каймы вокруг его зерен или полные псевдоморфозы. Часто наблюдается тесное срастание хондродита с серпентином, реже с тальком. В массиве 3 отмечено появление хондродита на границе форстерита и рихтерита, замещающего форстерит.

Хондродит имеет буровато-красную окраску и отчетливо плеохроирует от красновато-желтого по *Np* до желтого по *Nm* и светлого желтоватого по *Ng*. Судя по показателям преломления ($Ng=1{,}630$, $Np=1{,}603$), он представлен мало железистой разновидностью.

Серпентин обычно образует псевдоморфозы по форстериту и хондродиту, но иногда он наблюдается в тесном срастании с хондродитом без видимых реакционных взаимоотношений. Изредка наблюдаются тонкие прожилки колломорфного серпентина в карбонатите. Серпентин обычно колломорфный или очень тонкий, чешуйчато-волокнистый, бесцветный или слегка зеленоватый. Двупреломление его обычно низкое, но в некоторых участках наблюдается волокнистый серпентин с повышенным (до 0,010—0,012) двупреломлением. Часто в серпентине присутствуют пылевидные включения магнетита. Серпентин в псевдоморфозах находится в тесном срастании с доломитом, иногда наблюдаются оторочки доломита вокруг псевдоморфоз серпентина.

Серпентин характерен преимущественно для периферических частей тел «апофорстеритовых» карбонатитов; ближе к центральным частям тел обычно наблюдается замещение серпентина тальком и доломитом или амфиболом и доломитом. В массиве 3 серпентин развит шире и прослеживается иногда почти до осевых частей тел, когда как в массиве 1 серпентин наблюдается только во внешних частях тел и преимущественно в «апофорстеритовых» карбонатитах первого подтипа.

Тальк развит главным образом в массиве 3, в массиве 1 он очень редок. В массиве 3 тальк сменяет серпентин по направлению к центральным частям тел III стадии. Обычно наблюдается замещение серпентина тальком, при этом скопления талька обычно сохраняют облик псевдоморфоз по форстериту, окруженных каймами доломита. Реже наблюдается замещение серпентина доломитом, также с сохранением очертаний псевдоморфоз, вокруг которых располагаются каймы талька.

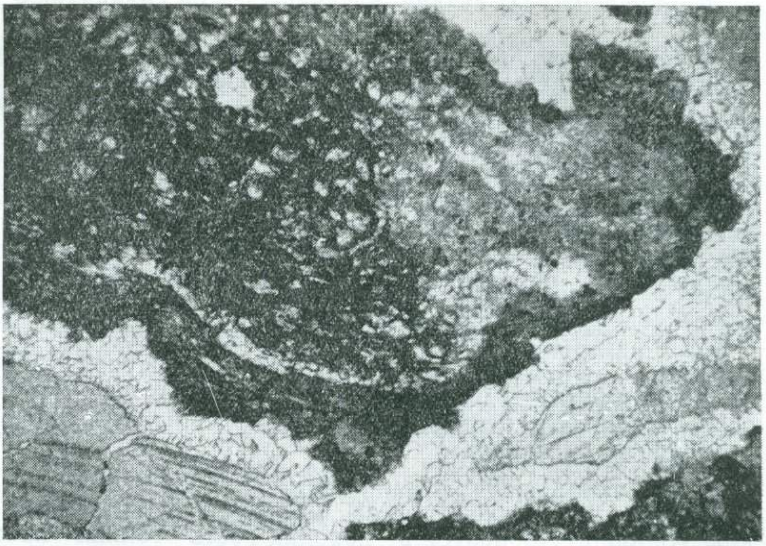
Тальк обычно бесцветный или слегка зеленоватый. Очень редко он содержит пылевидные включения магнетита.

Щелочные амфиболы в «апофорстеритовых» карбонатитах представлены рихтеритом и членами ряда эккерманит-магнезиоарфведсонит. Они обычно приурочены к внутренним частям тел, хотя иногда встречаются вплоть до самых границ тел.

При переходе от внешних частей тел к внутренним можно наблюдать замещение серпентина или талька агрегатом тонковолокнистого серебристо-белого амфибола и доломита, с образованием спутанноволокнистых скоплений амфибола, окруженных широкими каймами доломита. Иногда встречаются зональные псевдоморфозы по крупным зернам форстерита, внутренняя часть которых сложена серпентин-доломитовым агрегатом, к периферии сменяющимся тальк-доломитовым, последний во внешних частях псевдоморфоз, в свою очередь, сменяется амфибол-доломитовым агрегатом. Серебристо-белый амфибол по химическому составу представляет собой переходную разность между рихтеритом и магнезиальным эккерманитом, отличаясь от рихтерита из «апопироксеновых» карбонатитов только пониженным содержанием кальция (табл. 40, 41, обр. 5).

Ближе к внутренним частям тел наблюдается перекристаллизация рихтерита, его скопления теряют четкий псевдоморфный облик, вытягиваясь в линзы и просечки. Амфибол становится игольчатым, приобретает голубую окраску и плеохроизм. По составу этот голубой амфибол — уже типичный эккерманит, сходный с эккерманитом из «апопироксеновых» карбонатитов (табл. 40, 41, обр. 17, 18).

В самых внутренних частях тел появляется темно-синий магнезиоарфведсонит. По составу магнезиоарфведсонит из «апофорстеритовых»



Фиг. 39. Сложная псевдоморфоза по форстериту: в центре доломитрихтеритовый агрегат (серое), замещается и окаймлен эккерманитом (темно-серое). Вокруг псевдоморфозы кайма доломита (светло-серое). Увел. 20, без анализатора

карбонатитов не отличается от магнезиоарфведсонита из «апопироксеновых» разностей (табл. 40, 41, обр. 30).

Магнетит, пирротин и пирит в «апофорстеритовых» карбонатитах характеризуются теми же особенностями, взаимоотношениями и распределением, что и в «апопироксеновых» карбонатитах. Пирротин и пирит, как правило, появляются только в зонах, где развит эккерманит или магнезиоарфведсонит, причем пирротин образует сростки с эккерманитом, а пирит — с магнезиоарфведсонитом.

Кальцит в «апофорстеритовых» карбонатитах претерпевает те же преобразования, что и кальцит из «апопироксеновых» разностей.

Доломит в «апофорстеритовых» карбонатитах развит значительно шире, чем в «апопироксеновых». Он появляется уже в самых внешних частях карбонатитовых тел, где образует тонкие срастания с серпентином и узкие каймы вокруг псевдоморфоз серпентина по форстериту. По мере того, как серпентин последовательно сменяется тальком, а затем амфиболом, количество доломита в породе увеличивается. В участках, где скопления амфибола и талька сохраняют облик псевдоморфоз доломит встречается в виде или тесных срастаний с силикатами, или зернистых оторочек вокруг их скоплений (фиг. 39). При перекристаллизации амфибола происходит обособление доломита — он образует скопления изометричных зерен, обычно тяготеющие к скоплениям амфибола, или отдельные нечетко оформленные кристаллы. В центральных частях тел можно наблюдать цепочки — полосы, сложенные зернами доломита и шестоватыми кристаллами магнезиоарфведсонита, разобщенные полосами кальцита. Только изредка, в самых центральных частях тел III стадии, появляются крупные линзы доломитового состава, содержащие отдельные реликты кальцита.

Карбонатиты III стадии, развившиеся по силикатным породам

В III стадию карбонатному метасоматозу подвергаются главным образом силикатные породы, располагающиеся в виде реликтовых блоков среди ранних карбонатитов. В значительно меньшей степени тела карбонатитов III стадии развиты вокруг карбонатитового ядра массива 1. Среди силикатных пород, служивших исходными при развитии карбонатитов III стадии, встречаются все разновидности интрузивных и метасоматических пород массивов, а также вмещающие породы рамы. Влияние состава этих пород сказывается на минеральном составе карбонатитов, обуславливая широкое разнообразие последних.

Среди карбонатитов, развившихся по силикатным породам, можно выделить четыре главных подтипа, различающихся по минеральному составу: а) карбонатиты по породам ряда пикритовый порфирит-альнёит; б) карбонатиты по нефелин-пироксеновым породам; в) карбонатиты по нефелиновым сиенитам и другим полевошпатовым породам; г) метасоматиты по сланцам.

В этот период процесса силикатные породы, подвергающиеся карбонатизации, всегда несут следы интенсивного предварительного дробления. Карбонат образует в породах сеть тонких прожилков, вдоль которых наблюдается преобразование исходных силикатов в мелкозернистый силикатно-карбонатный агрегат.С усилением карбонатизации количество таких прожилков и их мощность увеличиваются. Разобщенные прожилками мелкие блоки породы полностью превращаются в агрегат новообразованных силикатов и карбонатов. Постепенно в этом материале происходит увеличение количества карбоната и перекристаллизация силикатов с образованием отдельных кристаллов, располагающихся в мелкозернистом агрегате карбоната — порода, превращается в карбонатит.

Карбонатиты III стадии, развившиеся по породам ряда пикритовый порфирит — альнёит

При наложении процессов III стадии на породы ряда пикритовый порфирит — альнёит последние параллельно с карбонатизацией подвергаются интенсивной амфиболизации и ослюденению. На первых ступенях карбонатизации породы сохраняют реликты первоначальной структуры благодаря тому, что по вкрапленникам форстерита и пироксена образуются псевдоморфозы амфибола и карбоната, а основная масса превращается в тонкий агрегат слюды, амфибола и карбоната. По мере развития процесса псевдоморфозы теряют свои четкие контуры и как бы расплываются в основной массе, которая обогащается карбонатом при одновременном увеличении размеров зерен слагающих ее минералов. Постепенно порода превращается в карбонатит, среди которого наблюдаются отдельные участки, обогащенные силикатным материалом, сохраняющие очертания блоков породы. В конце концов контуры этих блоков становятся нечеткими, скопления силикатного материала вытягиваются в линзы и сливаются с общей полосчатостью породы. Обычно в этих образованиях амфибола больше, чем слюды и только при замещении существенно слюдистых альнёитов возникают карбонатиты, где слюда преобладает.

Амфибол обнаруживает незначительные вариации состава. В псевдоморфозах по форстериту наблюдается спутановолокнистый, почти бесцветный амфибол с небольшими углами угасания ($c:Ng=17—21°$), видимо, близкий по составу к рихтериту. В псевдоморфозах по пироксену амфибол также имеет небольшие углы угасания ($c:Ng=18—23$), но

окраски его несколько более интенсивны (светло-голубой по *Ng*, голубоватый по *Nm*, зеленоватый по *Np*). Вероятно, по составу он также близок к рихтериту. В основной массе наблюдается очень тонковолокнистый амфибол, почти бесцветный, сходный с амфиболом из псевдоморфоз по форстериту. По мере приближения к центральным частям карбонатитовых тел окраска амфибола усиливается. Он образует игольчато-волокнистые кристаллы, плеохроирующие от голубого или светло-синего по *Ng* до светло-сиреневого по *Nm* и светло-бурого по *Np*. Угол угасания его возрастает до $c:Ng=27—30°$. Этот амфибол по оптическим свойствам уже близок к эккерманиту и, видимо, является несколько более железистым, чем амфибол из периферических частей. В центральных частях тел окраска амфибола усиливается до темно-синей, угол угасания возрастает до $c:Ng=45—55°$, кристаллы его становятся шестовато-игольчатыми. По этим признакам можно предположить, что амфибол по составу близок к магнезиоарфведсониту.

Слюда в периферических частях карбонатитовых тел представлена флогопитом с характерной буровато-красной окраской по *Ng*; он образует мелкие листочки, часто тесно срастающиеся с амфиболом. Особенностями состава этой слюды являются низкое содержание в ней железа, почти такое же, как в тетраферрифлогопитах, и резко повышенные по сравнению с последними количества алюминия и титана (табл. 42, обр. 1). Ближе к осевым частям тел эта слюда сменяется тетраферрифлогопитом, ничем не отличающимся от тетраферрифлогопита из других карбонатитов III стадии.

Кроме слюды и амфибола, характерным минералом карбонатитов этого подтипа является магнетит. Он образует тонко распыленную вкрапленность в периферических частях тел, тесно срастаясь со слюдой и амфиболом. По мере усиления карбонатизации магнетит обособляется в скопления, часто в виде почти сплошной каймы оконтуривая мелкие реликтовые блоки силикатной породы в карбонатите. Обычно магнетит прослеживается почти до самого центра тел и только в осевых частях сменяется пиритом.

Карбонаты в карбонатитах этого подтипа представлены доломитом и кальцитом. В периферических частях тел мелкозернистый кальцит слагает прожилки, а тонкозернистый доломит в тесном срастании с амфиболом и слюдой развивается в блоках силикатных пород. При усилении карбонатизации в агрегат силикатных минералов и доломита проникает также и кальцит, но даже в карбонатите постоянно фиксируется четкое тяготение доломита к скоплениям силикатного материала. При переходе к осевым частям содержание доломита несколько возрастает. Он образует изометричные, очень редко ромбоэдрические зерна, собранные в цепочки — полосы, в которых кроме доломита располагаются также силикаты и магнетит.

Карбонатиты III стадии, развившиеся по нефелин-пироксеновым породам

Нефелин-пироксеновые породы при наложении процессов III стадии подвергаются интенсивной амфиболизации и ослюденению. Только в отдельных случаях можно наблюдать, как нефелин сначала замещается мусковит-альбитовым агрегатом, а по спайности и краям зерен пироксена развивается амфибол. По мере развития процесса мусковит-альбитовый агрегат замещается агрегатом тонкочешуйчатого флогопита и кальцита, а пироксен — агрегатом амфибола и кальцита. Из-за пятнистого распределения амфибола и флогопита в породе еще сохраняются следы первоначальной неоднородности. С усилением карбонатизации ре-

ликты первоначальной структуры быстро исчезают и порода превращается в слюдяно-амфибол-кальцитовый карбонатит с пятнистым распределением темноцветных минералов. Затем эти скопления начинают вытягиваться в линзы и полосы, и порода приобретает нечетко полосчатую (до тонкополосчатой) текстуру. Как правило, в этом подтипе карбонатитов количества амфибола и слюды почти равны, только по существенно нефелиновым породам образуются карбонатиты, обогащенные слюдой по сравнению с амфиболом вплоть до полного исчезновения последнего.

Амфибол представлен главным образом эккерманитом, сходным с эккерманитом из «апопироксеновых» карбонатитов первого подтипа. Только в центральных частях тел появляется магнезиоарфведсонит.

Слюда в самых периферических частях тел, где еще сохраняются реликты первоначальной структуры исходной породы, представлена красным флогопитом. Этот флогопит сходен с буро-красным флогопитом, развивающимся при замещении пикритовых порфиритов, но отличается меньшей интенсивностью окраски. При переходе породы в пятнистый карбонатит флогопит сменяется тетраферрифлогопитом, по своим свойствам не отличающимся от тетраферрифлогопита из других типов карбонатитов.

Магнетит присутствует в периферических частях карбонатитовых тел в виде мелких округлых и октаэдрических зерен, рассеянных в агрегате темноцветных минералов. Ближе к центру магнетит сменяется пирротином. В осевых частях тел вместо пирротина иногда появляется пирит.

Карбонат представлен главным образом кальцитом. Доломит в периферических частях карбонатитовых обычно отсутствует, реже он появляется в виде мелкозернистых скоплений, приуроченных к скоплениям темноцветных минералов. Ближе к осевым частям тел с уменьшением количества силикатов содержание доломита заметно возрастает, причем повсеместно он несколько обособлен от кальцита и ассоциируется с темноцветными минералами, образуя вместе с ними линзы, гнезда и цепочки — полосы.

Карбонатиты III стадии, развившиеся по нефелиновым сиенитам

При наложении процессов III стадии на нефелиновые сиениты в последних наблюдается развитие кальцита по сети тонких прожилков. Одновременно происходит замещение калиевого полевого шпата альбитом, а нефелина — агрегатом мусковита (или мусковита и альбита). Мусковит образует мелкочешуйчатые псевдоморфозы по нефелину. По мере развития процесса скопления мусковита теряют первоначальную форму и мусковит располагается среди зерен альбита в виде обособлений неправильной формы, сложенных листочками размером до 0,1—0,2 *мм*. Обычно карбонатизация нефелинового сиенита сопровождается появлением листочков и скоплений биотита. Ширина зоны мусковитового альбитита, как правило, не превышает 10—15 *см*, очень быстро мусковит исчезает и несколько увеличивается количество биотита. Затем начинается растворение альбита, который отчетливо корродируется и замещается кальцитом. На протяжении 1—1,5 *м* количество карбоната возрастает до 75—80% и порода превращается в карбонатит, в котором сохраняются отдельные реликты сильно корродированных зерен альбита. В карбонатитах, кроме биотита, иногда присутствует щелочной амфибол и постоянно отмечаются апатит, пирротин, пирит, сфен и циркон. Иногда наблюдается доломит, образующий мелкие изометричные зерна, рассеянные среди кальцита. Количество доломита не превышает 3—5%.

Биотит по оптическим свойствам ($2V_{Np}=0$, $Ng=1{,}655$) имеет довольно высокую железистость ($f=50\%$). Химическим анализом установлено, что содержание FeO в нем достигает 17—18%.

Амфибол представлен магнезиоарфведсонитом. Судя по тому, что от периферических частей тел к осевым возрастает угол угасания амфибола (от $c:Ng=39°$ до $c:Ng=42°$), а также усиливается интенсивность синих окрасок по Np, можно предполагать, что в этом направлении в нем возрастает содержание железа.

Пирротин встречается только в зоне, где присутствует альбит, к осевой части тел он сменяется пиритом.

Метасоматиты III стадии, развившиеся по сланцам

Метасоматиты этого типа пользуются незначительным распространением. В виде небольших тел они встречены вдоль северной границы массива 1, а также наблюдались в массиве 2.

При воздействии процессов III стадии на сланцы в последних развивается интенсивная альбитизация и образуются альбититы. Карбонатиты появляются только в центральных частях тел и количественно подчинены альбититам. При замещении сланцев, обогащенных кварцем, возникают кварцсодержащие альбититы с биотитом, амфиболом или пироксеном. В результате переработки существенно слюдистых сланцев, содержащих мало кварца, возникают альбититы без кварца.

В апосланцевых альбититах III стадии альбит образует агрегат удлиненных зерен размером 0,1—0,2 *мм*, среди которых располагаются отдельные зерна или мелкие скопления кварца и темноцветных минералов. Обычно темноцветные минералы собраны в цепочки — полосы, что придает породе тонкополосчатый облик, напоминающий полосчатость сланцев. Ближе к внутренним частям тел кварц исчезает и порода превращается в безкварцевый альбитит, где среди выделений альбита располагаются отдельные зерна и скопления кальцита. Только в центральных частях количество кальцита возрастает настолько, что порода превращается в карбонатит, содержащий отдельные крупные зерна альбита. Доломит встречается почти во всех телах, но количество его очень невелико (1—2%).

Темноцветные минералы в альбититах и карбонатитах, заместивших сланцы, представлены преимущественно пироксеном и амфиболом, реже вместо амфибола появляется биотит.

Пироксен в альбититах представлен изумрудно зеленым эгирином, который, судя по углу угасания ($c:Np=2—5°$), имеет железистость, равную 94—100%. В пироксенах из карбонатитов углы угасания несколько больше ($c:Np=6—9°$) и железистость, вероятно, ниже ($f=86—92\%$).

Амфибол в альбититах темноокрашенный, с плеохроизмом от темно-синего по Np до темно-лилового по Nm и желтого по Ng. Угол угасания $c:Np=0—10°$. В карбонатитах амфибол немного светлее, угол угасания — больше ($c:Np=20—25°$). Судя по оптическим свойствам, это железистые магнезиоарфведсониты (возможно, переходные к железистым магнезиорибекитам), причем железистость амфиболов из кварцевых альбититов несколько выше, чем железистость амфиболов из карбонатитов.

ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРБОНАТИТОВ III СТАДИИ

В отличие от ранних карбонатитов, для карбонатитов III стадии четкое зональное строение не характерно. Проявление некоторого подобия типичной метасоматической зональности наблюдается только в осевых частях тел, где карбонатиты имеют полосчатое строение. В этих участках наблюдается чередование полос, обогащенных темноцветными минералами, и карбонатных полос. При переходе от меланократовых полос к лейкократовым первым исчезает либо амфибол, либо слюда (табл. 46). Обычно это зависит от того, в каком количественном соотно-

Таблица 46

Схема изменения минерального состава карбонатитов III стадии в полосчатых разностях

Осевая часть меланократовой полосы	——→			Осевая часть лейкократовой полосы
Амфибол (эккерманит, магнезиоарфведсонит) Слюда (тетраферрифлогопит) Магнетит или пирротин Доломит Кальцит	Амфибол Пирротин Доломит Кальцит Слюда Пирротин Доломит Кальцит	Пирротин или пирит Доломит Кальцит	Доломит Кальцит	Кальцит

шении эти минералы наблюдаются в меланократовых полосах: в случае преобладания амфибола над слюдой первой исчезает слюда, а в разностях, относительно обогащенных слюдой, первым исчезает амфибол.

Кроме того, в карбонатитах III стадии наблюдается закономерная смена минеральных парагенезисов и изменение состава темноцветных минералов от периферии к центру тел без изменения общего количества сосуществующих минералов. Главные типы таких последовательных рядов парагенезисов схематически показаны в табл. 47. Несмотря на то что в смене минералов наблюдаются достаточно четкие закономерности, о зональном строении тел карбонатитов можно говорить лишь условно. Карбонатиты с различными парагенезисами обычно не имеют четких границ: часто наблюдаются зональные псевдоморфозы; в пределах одного

Таблица 47

Смена минеральных парагенезисов в карбонатитах III стадии

Исходные карбонатиты	Карбонатитовые тела					
	периферические части		осевые части			
Диопсидовые	Рихтерит Эккерманит Слюда Магнетит	Эккерманит Доломит Слюда Магнетит	Магнезиоарфведсонит Доломит Слюда Пирротин	Эгирин Доломит Слюда Пирит		
Диопсид-эгириновые	Магнезиоарфведсонит (магнезиальный) Тетраферрифлогопит Пирротин Доломит	Магнезиоарфведсонит (железистый) Железистый флогопит Пирротин Доломит	Магнезиоарфведсонит (железистый) Гиэтит Пирит Доломит			
Форстеритовые, массив 1	Серпентин Хондродит Слюда Магнетит	Серпентин Доломит Слюда Магнетит	Рихтерит Доломит Слюда Магнетит	Эккерманит Доломит Слюда Магнетит	Магнезиоарфведсонит Доломит Слюда Пирротин	
Форстеритовые, массив 3	Серпентин	Тальк	Тальк	Рихтерит	Эккерманит	Магнезиоарфведсонит
	Хондродит Слюда Магнетит	Хондродит Слюда Магнетит	Доломит Слюда Магнетит	Доломит Слюда Магнетит	Доломит Слюда Магнетит	Доломит Слюда Пирротин

Во всех парагенезисах присутствуют также апатит и кальцит.

скопления можно видеть парагенезисы разных зон. В связи с этим, термин «зона» для этих образований приобретает в известной степени отвлеченное значение, охватывая только определенные парагенезисы породообразующих минералов и не обозначая конкретного участка тела.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ КАРБОНАТИТОВ III СТАДИИ

В карбонатитах III стадии можно выделить два типа структур. Первый тип можно назвать «унаследованными» структурами, второй — «структурами перекристаллизации».

Унаследованные структуры характерны для внешних частей тел карбонатитов III стадии, заместивших ранние карбонатиты. Здесь наблюдается развитие новообразованных минералов в виде псевдоморфоз по минералам исходных пород. Образующиеся псевдоморфозы настолько четко сохраняют контуры первоначальных выделений, что, несмотря на полное преобразование минерального состава, структурный рисунок породы остается прежним. Это дает возможность достоверно устанавливать не только минеральный состав, но и фациальную принадлежность исходных карбонатитов и картировать последние, как бы снимая воздействие процессов III стадии. Обычно преобразование пород в III стадию сопровождается перекристаллизацией и грануляцией кальцита. Преобразование кальцита не нарушает структурного рисунка породы. Особенно хорошо это видно в карбонатитах, первоначально сложенных пластинчатым кальцитом, где при наложении процессов III стадии пластины кальцита превращаются в скопления мелкозернистого кальцита, сохраняющие пластинчатую форму. В таких карбонатитах структура кальцита из крупнозернистой (исходной) постепенно превращается в разнозернистую, с различным количественным соотношением мелкозернистого агрегата и реликтов крупных зерен, а затем в мелкозернистую.

Структуры перекристаллизации характерны для внутренних частей тел III стадии. Здесь среди мелкозернистого карбонатного агрегата рассеяны отдельные кристаллы и скопления остальных минералов. Очень часто эти образования представляют собой ориентированные минеральные агрегаты с четкой линейной и линейно плоскостной ориентировкой амфибола и слюд. Наблюдается также закономерная ориентировка оптических осей и двойниковых швов кальцита. Характерно неравномерное распределение кальцита и остальных минералов: минералы собраны в цепочки-полосы, разделенные полосами карбоната, причем направление полос совпадает с ориентировкой длинных осей амфибола. Структура карбонатных полос в этих породах роговиковая или гранобластовая, часто ориентированная.

Унаследованные структуры сменяются структурами перекристаллизации постепенно. Сначала псевдоморфные выделения силикатов теряют четкость контуров, расплываются, превращаясь в гнезда или вытянутые скопления, вокруг, которых располагаются отдельные кристаллы или розетки этих минералов. Затем скопления превращаются в линзы, а затем в цепочки-полосы и порода приобретает типичную структуру перекристаллизации, полностью утрачивая черты унаследованной структуры.

Текстура карбонатитов в краевых частях тел также обычно унаследованная — массивная или грубополосчатая, иногда пятнистая. По мере перехода к внутренним частям тел появляются все более четкие признаки полосчатой текстуры вплоть до тонкополосчатой и сланцеватой в осевых частях тел.

В тех случаях, когда карбонатиты развиваются по силикатным породам, в краевых частях тел наблюдается брекчиевидная текстура, по мере приближения к центру постепенно переходящая в пятнистую, затем в нечеткополосчатую и, наконец, в тонкополосчатую.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ III СТАДИИ

Для карбонатитов III стадии характерны широкие вариации химического состава. Это, в первую очередь, объясняется большим разнообразием состава пород, подвергшихся замещению, поскольку состав карбонатитов III стадии как по содержанию, так и по соотношению главных породообразующих силикатов в значительной степени определяется составом исходных пород.

Химический состав карбонатитов III стадии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	17,31	9,19	13,12	10,39	13,38	8,11	2,68	7,16
TiO_2	1,26	0,58	2,83	0,76	0,55	0,95	0,20	0,80
Al_2O_3	2,42	2,09	0,97	1,28	0,43	1,53	0,15	0,83
Fe_2O_3	6,86	2,18	4,10	3,85	3,91	3,28	1,93	3,14
FeO	4,59	1,00	3,74	3,15	2,97	2,40	1,17	2,97
MgO	12,0	6,22	8,96	4,56	5,28	4,46	1,72	6,35
MnO	0,59	0,25	0,36	0,43	0,38	0,27	0,22	0,30
CaO	25,38	40,27	29,15	38,76	37,65	43,08	51,26	37,85
K_2O	3,37	2,23	1,32	1,23	1,48	1,01	0,23	0,72
Na_2O	0,68	0,62	1,49	1,15	1,09	0,61	0,32	0,68
P_2O_5	2,11	2,40	3,93	2,68	5,06	2,81	3,07	6,09
$S_{общ}$	0,60	0,12	0,07	0,55	0,18	0,27	Не опр.	0,20
CO_2	20,90	31,01	23,74	29,25	28,40	30,22	37,20	32,21
ΣH_2O	1,65	0,94	0,41	0,51	0,62	0,49	0,26	
Сумма	99,72	99,10	100,19	99,52	100,38	99,49	100,41	99,58

1 — карбонатит, развившийся по альнёиту; 2 — карбонатит, развившийся по нефелин-пироксеновой породе; 3—7 — карбонатиты, развившиеся по пироксеновым карбонатитам I стадии: 3—6 — внешняя зона тел III стадии, 7 — внутренняя зона тел III стадии; 8—12 — карбонатиты, развившиеся по форстеритовым карбонатитам I стадии: 8—11 — внешняя зона тел III стадии, 12 — внутренняя зона тел

В табл. 48 приведены анализы различных типов карбонатитов III стадии. Сравнение состава различных типов карбонатитов показывает, что наибольшее количество силикатного материала содержится в карбонатитах, развившихся по силикатным породам. Карбонатиты, заместившие пироксеновые карбонатиты I стадии — более лейкократовые, еще более лейкократовые карбонатиты развиваются по форстеритовым карбонатитам I стадии. Наименьшее количество силикатного материала содержат образования, заместившие карбонатиты II стадии.

Состав исходных пород сказывается не только на соотношении силикатного и карбонатного материала, но и на соотношении таких элементов, как кремний, алюминий, железо и магний.

На фиг. 40 и 41 изображены треугольники состава с нанесенными точками составов проанализированных образцов. Для сравнения на эти же треугольники нанесены точки составов исходных карбонатитов.

Сравнение положений точек составов исходных карбонатитов и карбонатитов III стадии показывает, что в периферических частях тел карбонатитов III стадии соотношения кремния, магния и железа почти точно соответствуют соотношениям этих элементов в исходных карбонатитах.

В связи с этим на диаграммах четко обособляются три области составов карбонатитов III стадии, соответствующих породам, развившимся: 1) по пироксеновым карбонатитам I стадии, 2) по форстеритовым карбонатитам I стадии и 3) по форстеритовым карбонатитам II стадии. Разности, заместившие силикатные породы, по соотношению Si : Al : Mg+Fe близки к первым, а по соотношению Si : Mg : Fe занимают положение, промежуточное между первыми и вторыми. Содержание алюминия по отношению к кремнию, магнию и железу в карбонатитах III стадии везде понижено.

Таблица 48

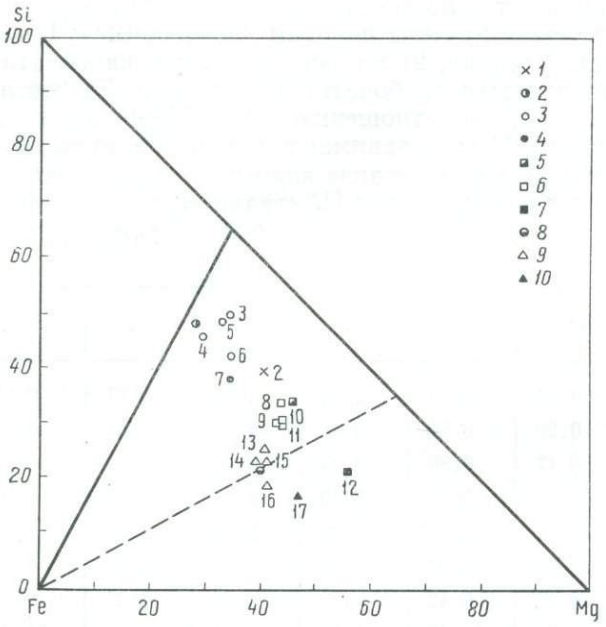
9	10	11	12	13	14	15	16	17
5,69	5,88	5,46	0,95	3,59	2,79	2,35	1,71	0,61
0,80	0,50	0,45	0,20	0,44	0,36	0,25	0,22	0,06
1,06	1,02	0,17	0,17	0,30	0,04	0,08	0,08	0,09
3,80	3,54	3,29	0,93	3,54	3,48	2,92	2,56	0,97
2,61	2,61	2,71	0,41	2,61	2,36	2,40	1,93	0,50
5,54	5,78	5,89	1,72	3,91	3,18	2,86	2,62	1,19
0,52	0,37	0,37	0,22	0,42	0,39	0,60	0,25	0,24
40,66	42,21	42,21	52,26	44,97	47,47	46,51	46,70	51,99
1,08	0,51	0,51	0,13	0,45	0,13	0,30	0,19	0,16
0,27	0,41	0,41	0,12	0,35	0,30	0,19	0,26	0,14
5,30	5,11	5,11	3,07	4,76	3,46	3,56	4,64	1,96
Не опр.	Не опр.	0,18	0,41	0,24	Не опр.	0,48	0,33	0,46
32,37	32,06	32,20	38,76	34,72	35,23	35,72	36,58	41,32
0,82	0,31	0,29	0,14	Не опр.	0,28	0,29	0,28	0,15
100,54	100,31	99,78	99,49	100,15	99,47	99,51	99,45	99,84

IV стадии; 13—17 — карбонатиты, развившиеся по форстеритовым карбонатитам II стадии: 13—16 — внешняя зона тел III стадии, 17 — внутренняя зона тел III стадии.
Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

На приведенных треугольниках также видно, что карбонатиты из внутренних зон тел III стадии несколько отличаются от разностей из внешних частей тел: в них уменьшено количество кремния относительно железа и магния, сохраняющих прежние соотношения.

Диаграммы, иллюстрирующие изменения количества главных породообразующих элементов при наложении процессов III стадии на различные типы ранних карбонатитов (фиг. 42—44) показывают, что во всех случаях содержание углекислоты в карбонатитах III стадии возрастает по сравнению с содержанием в исходных породах и увеличивается от периферических к внутренним частям тел. Одновременно с ростом содержания углекислоты увеличивается содержание кальция. Содержания кремния, алюминия, магния и железа в карбонатитах III стадии уменьшаются по сравнению с содержанием в исходных породах от периферических зон к внутренним.

Таким образом, при формировании карбонатитов III стадии сохраняется основная тенденция изменения состава пород, отмеченная для более ранних карбонатитов: развитие процессов III стадии приводит к уменьшению в породах содержания кремния, магния, железа и алюминия



Фиг. 40. Диаграмма Si — Fe — Mg

Положение точек составов карбонатитов III стадии:

1 — карбонатиты III стадии, развившиеся по силикатным породам;

2 — пироксеновые карбонатиты I стадии;

3—4 — карбонатиты III стадии, развившиеся по пироксеновым карбонатитам I стадии:

3 — внешние зоны тел,

4 — внутренние зоны тел,

5 — форстеритовые карбонатиты I стадии;

6—7 — карбонатиты III стадии, развившиеся по форстеритовым карбонатитам I стадии:

6 — внешние зоны тел,

7 — внутренние зоны тел;

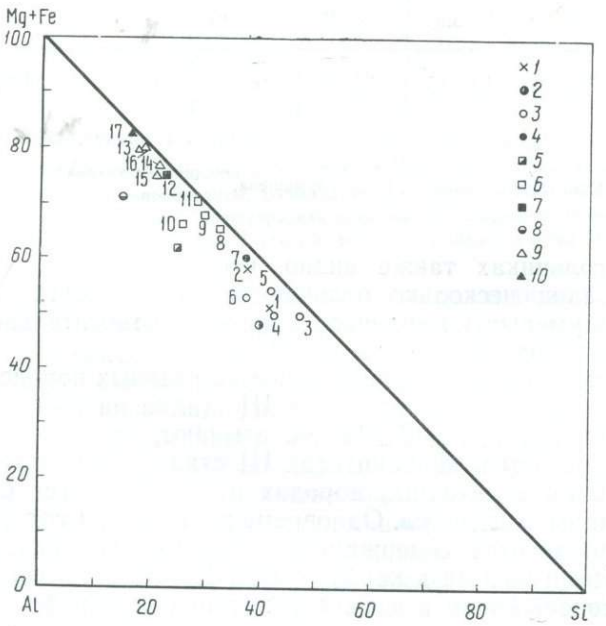
8 — форстеритовые карбонатиты II стадии;

9—10 — карбонатиты III стадии, развившиеся по форстеритовым карбонатитам II стадии:

9 — внешние зоны тел,

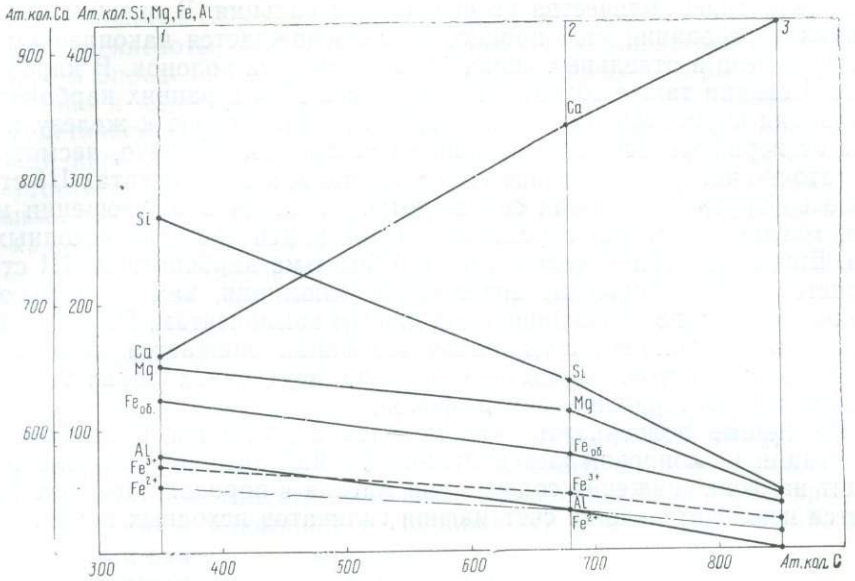
10 — внутренние зоны тел.

Цифры на диаграмме — номера образцов табл. 45



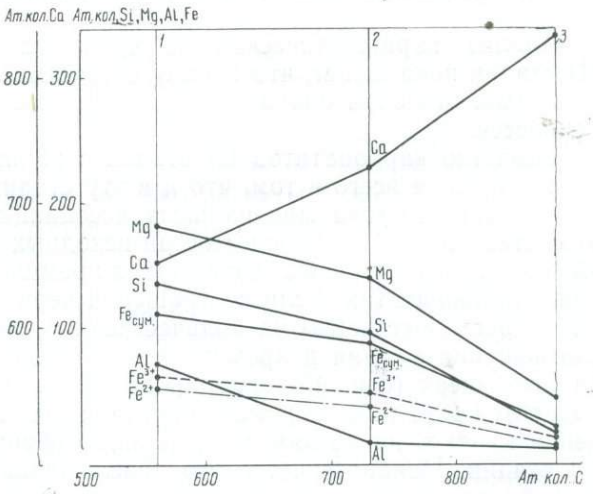
Фиг. 41. Диаграмма Si — Al — (Mg+Fe). Положение точек составов карбонатитов III стадии

Условные обозначения те же, что на фиг. 40



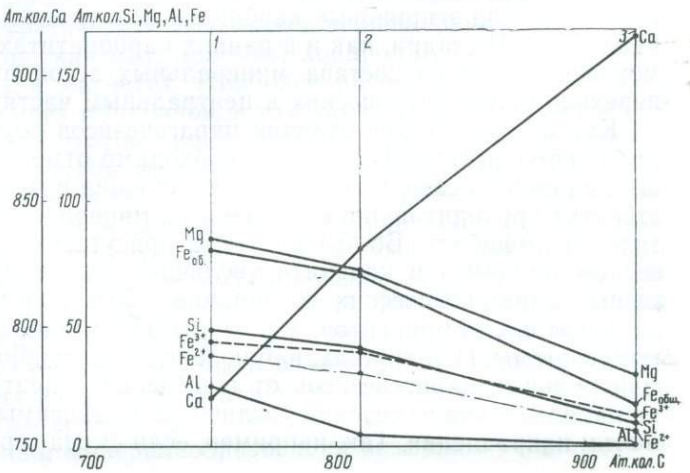
Фиг. 42. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах III стадии, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии

1 — пироксеновые карбонатиты I стадии;
2—3 — амфиболовые карбонатиты III стадии:
2 — внешняя зона,
3 — внутренняя зона



Фиг. 43. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах III стадии, развившихся по форстеритовым карбонатитам I стадии

1 — форстеритовые карбонатиты I стадии,
2—3 — амфиболовые карбонатиты III стадии:
2 — внешняя зона,
3 — внутреняя зона



Фиг. 44. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах III стадии, развившихся по форстеритовым карбонатитам II стадии

1 — форстеритовые карбонатиты II стадии,
2—3 — амфиболовые карбонатиты III стадии:
2 — внешняя зона,
3 — внутреняя зона

и к увеличению количества углекислоты и кальция. В отличие от более ранних образований этот процесс не сопровождается накоплением магния и железа в отдельных зонах карбонатитовых колонок. В карбонатитах III стадии также сохраняется наметившаяся в ранних карбонатитах тенденция к уменьшению роли кремния по отношению к железу и магнию от периферических к внутренним частям тел. Однако, несмотря на достаточно четкое проявление этой тенденции, в карбонатитах III стадии даже во внутренних зонах сохраняются различия в соотношении кремния, магния и железа, обусловленные разницей составов исходных пород. Еще одной отличительной чертой химизма карбонатитов III стадии является резкое снижение содержаний алюминия, как по абсолютной величине, так и по отношению к остальным компонентам. По зонам метасоматических колонок содержание алюминия снижается относительно других компонентов, вследствие чего во внутренних зонах тел слюда обычно исчезает раньше, чем амфибол.

Не лишне подчеркнуть, что появление доломита в карбонатитах III стадии не сопровождается привносом магния, наоборот, оно происходит на фоне снижения содержаний магния в породах. Доломит развивается исключительно за счет магния силикатов исходных пород.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТИТОВ III СТАДИИ

Анализ парагенетических минеральных ассоциаций карбонатитов III стадии показывает, что наряду с чертами сходства с ранними карбонатитами, эти образования обладают целым рядом специфических особенностей.

Сходство карбонатитов III стадии с ранними карбонатитами проявляется прежде всего в том, что и в эту стадию наблюдается отчетливая зависимость состава минеральных ассоциаций и отдельных минералов от состава исходных пород. Состав исходных пород определяет главным образом количественные соотношения кремния, алюминия, железа и магния в карбонатитах. Если соотношения первых трех элементов сказываются преимущественно на количественных соотношениях минералов, то соотношения магния и кремния определяют различия в минеральных парагенезисах (фиг. 45) «апопироксеновых» и «апофорстеритовых» карбонатитов (см. табл. 47). Различия в щелочности исходных пород несомненно влияют на состав минералов, особенно во внешних зонах тел III стадии. Наиболее четко это прослеживается по изменению состава амфиболов, железистость которых возрастает по мере снижения щелочности субстрата (от исходных диопсидовых карбонатитов через ийолитовые и диопсид-эгириновые карбонатиты к сланцам). Кроме того, в карбонатитах III стадии, как и в ранних карбонатитах наблюдаются закономерные изменения состава минеральных ассоциаций и минералов при переходе от периферических к центральным частям тел (табл. 47).

Как специфические отличия парагенезисов породообразующих минералов карбонатитов III стадии необходимо отметить следующие. Во-первых, на смену безводным силикатам кальция и магния (пироксену и форстериту) приходит целая серия водных минералов (хондродит, серпентин, тальк и амфибол). Во-вторых, из-за присутствия в карбонатитах равновесных доломита и кальцита увеличивается число минералов в равновесных парагенетических ассоциациях. Это указывает на увеличение числа инертных компонентов, т. е. на возникновение иной физико-химической системы. И, в-третьих, наблюдаются разнообразные варианты смены минеральных парагенезисов от периферии к центру тел, что указывает на параллельное изменение различных независимых параметров системы в этом направлении. Так, например, если смена серпентина тальком (сер-

пентин + кальцит + CO_2 → тальк + доломит + H_2O) зависит от активности воды и углекислоты, то последовательная смена магнетита пирротином и пиритом определяется главным образом поведением серы.

Обычно в карбонатитах III стадии присутствует шестиминеральная парагенетическая ассоциация — кальцит, апатит, магнетит (или пирротин или пирит), слюда и два магнезиальных минерала. Если в породе присутствует более двух магнезиальных минералов, между ними, как правило, наблюдаются реакционные взаимоотношения. Взаимоотношения кальцита с другими минералами позволяют предположить, что, как и в более ранних карбонатитах, он является вполне подвижным избыточным минералом, а система остается изохорической.

Из всех остальных элементов, присутствующих в породе, четыре элемента — кремний, железо, магний и алюминий — отличаются тем, что при смене минеральных парагенезисов их соотношение остается постоянным и в общем соответствует соотношению этих элементов в исходных породах. Содержания и соотношения остальных элементов варьируют в широких пределах в зависимости от минерального состава карбонатитов. Это дает основание считать инертными компонентами системы кремний, магний, железо и алюминий, а подвижными — щелочи, кальций, серу, углекислоту и воду.

Чтобы парагенетические схемы сделать более наглядными, для парагенетического анализа целесообразно взять системы, несколько упрощенные по сравнению с природными. С этой целью все парагенетические ассоциации карбонатитов III стадии разбиты на две группы, каждая из которых анализируется как самостоятельная система.

В первую группу выделены минеральные ассоциации внешних частей карбонатитовых тел III стадии, заместивших ранние форстеритовые и диопсидовые карбонатиты, включая парагенезис эккерманит + доломит (табл. 47). Такие карбонатиты широко развиты в массивах 1 и 3. Эта группа парагенезисов отличается тем, что в них постоянно присутствует магнетит (и нет сульфидов железа), а также тем, что соотношение окисного и закисного железа в них остается постоянным и в общем соответствует магнетитовому, т. е. в пределах этой части тем можно предположить постоянное значение окислительного потенциала. Если пренебречь небольшим количеством алюминия, входящим в амфибол, то единственным глиноземистым минералом таких карбонатитов является слюда. Так как состав слюды в этих карбонатитах в общем постоянный и она не принимает участия в реакциях, обусловливающих смену остальных магнезиальных минералов, ее, в первом приближении, можно принять за обособленный минерал и не включать в парагенезисы при их анализе, считая алюминий обособленным компонентом. С учетом этих упрощений анализируемая парагенетическая ассоциация первой группы будет включать восемь минералов: кальцит, доломит, хондродит, серпентин, тальк, рихтерит, эккерманит и магнетит. Наиболее распространенные парагенезисы состоят из четырех минералов, в том числе кальцита и магнетита. В такой системе, кроме инертных компонентов — кремния, железа и магния, присутствуют еще натрий, кальций, вода и углекислота. Смена минеральных парагенезисов в этой системе приводит к закономерному снижению содержаний магния в силикатах по направлению от периферии к центру с выделением доломита. Это очень похоже на поведение кальция в метаморфических породах в связи с повышением активности углекислоты, описанное Д. С. Коржинским (1935, 1940). Поэтому можно предположить, что одним из факторов, определявших смену минеральных парагенезисов в этой системе, было изменение активности углекислоты, т. е. углекислоту следует рассматривать как виртуальный подвижный компонент. Вторым возможным в виртуальным компонентом является вода. В ходе реакции минералообразования возможно также незави-

симое изменение щелочности. Аналогично тому, как это сделано при анализе карбонатитов ранних стадий, в расчетах реакций минералообразования для натрия и кальция принята ионная форма и введен ион водорода, как показатель щелочности.

Поскольку в системе установлено три возможных виртуальных подвижных компонента — вода, углекислота и ион водорода — была рассчитана пространственная мультисистема со следующими исходными данными. Система состоит из семи главных минералов: доломита, хондродита, серпентина, талька, рихтерита, эккерманита и магнетита. Кроме того, постоянно присутствует избыточный вполне подвижный минерал кальцит. Виртуальные вполне подвижные компоненты — H_2O, CO_2 и H^+, возможно, являются функциями температуры и давления в растворе, а μH^+ — функция изменения μCa^{2+} и μNa^+. Инертными компонентами являются Si, Mg, Fe. Расчеты произведены при условии сохранения постоянства объема.

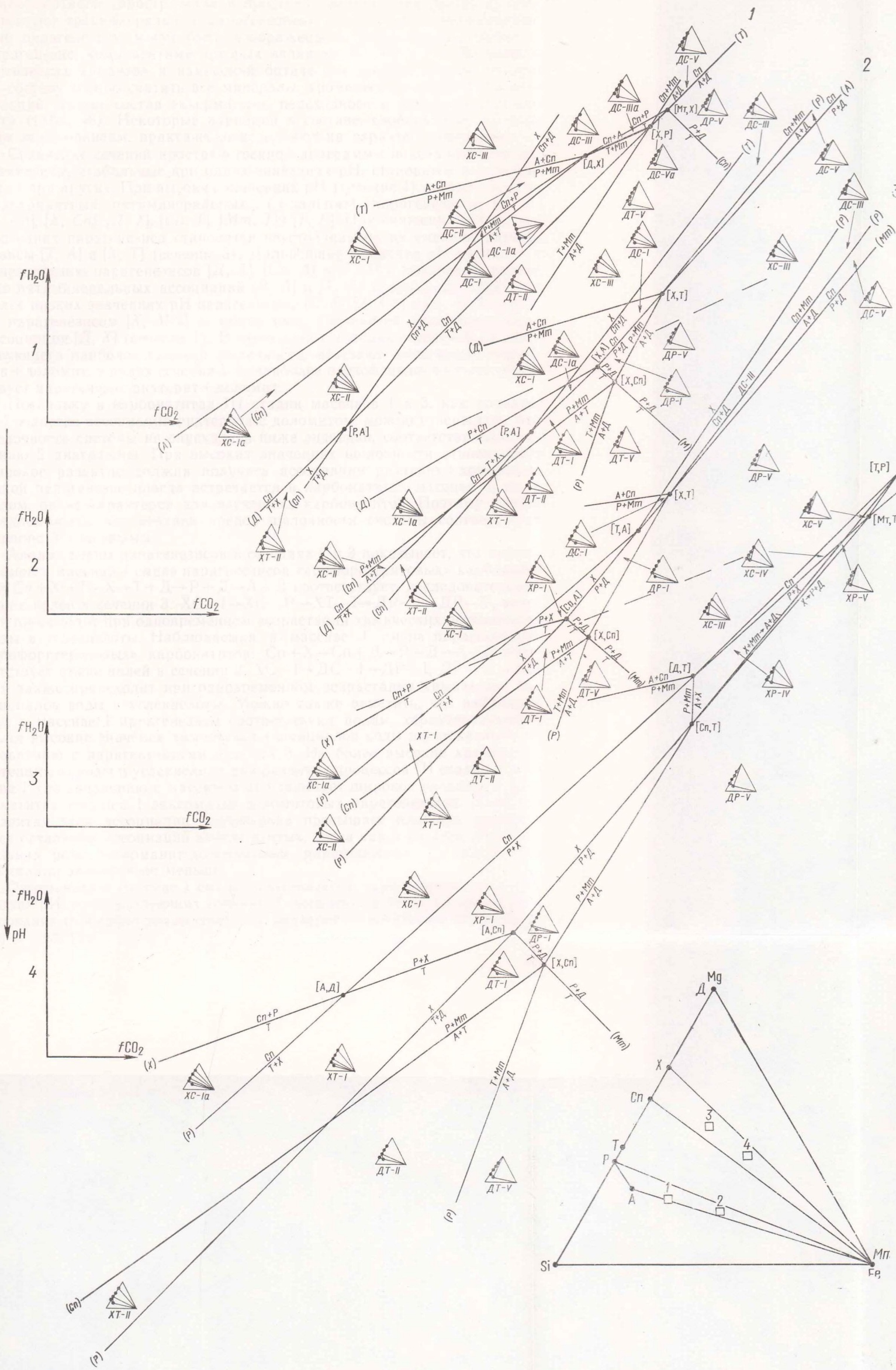
В такой мультисистеме возможно существование 7 нонвариантных точек и 21 моновариантной линии. Анализ рассчитанной диаграммы показал, что наблюдаемые в природе парагенезисы возможны при таком положении плоскостей равновесия, когда в диаграмме присутствуют только три стабильные нонвариантные точки и, соответственно, только 14 стабильных моновариантных линий.

Таблица 49

Состав и молекулярный объем минералов, принятые для расчетов минеральных равновесий в карбонатитах III стадии

Минерал	Формула	Молекулярный объем, *см³/г·моль*
Кальцит	$CaCO_3$	37
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	64
Серпентин	$Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$	218
Хондродит	$MS_5Si_2O_8(OH)_2$	111
Тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	136
Рихтерит	$Na_2CaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	272
Эккерманит	$Na_5CaMg_7Fe^{2+}Fe_2^{3+}Si_{16}O_{44}[O(OH)_3]$	536
Магнетит	Fe_3O_4	44,5

Представление о строении этой диаграммы можно получить, рассматривая ряд ее последовательных сечений при определенных постоянных значениях одного из параметров. Наиболее наглядно все свойства диаграммы проявляются при сравнении сечений, отвечающих постоянным значениям pH. Относительные величины pH отдельных сечений выбраны таким образом, чтобы между соседними сечениями располагалась одна из нонвариантных точек системы. Таким способом были построены сечения пространственной диаграммы, характеризующие изменение ее строения при постепенном последовательном возрастании pH (фиг. 45). Сечения представляют собой плоскостные диаграммы в координатах $\mu H_2O - \mu CO_2$, для которых взята единая точка отсчета, соответствующая условному началу координат пространственной диаграммы. На этих диаграммах моновариантные линии пространственной диаграммы изображены в виде нонвариантных точек, соответствующих пятиминеральным парагенезисам (+кальцит), а дивариантные плоскости — в виде моновариантных линий, соответствующих четырехминеральным равновесиям. Дивариантные поля диаграммы представляют собой сечения



Фиг. 45. Минеральные равновесия в карбонатитах III стадии в зависимости от фугитивности воды и углекислоты при разных значениях щелочности

Пунктиром показано изменение условий, соответствующее наблюдаемой смене парагенезисов.

На треугольнике цифрами отмечены точки составов карбонатитов, развившихся:

1 — по пироксеновым карбонатитам I стадии,

2 — по диопсидовым карбонатитам II стадии,

3 — по форстеритовым карбонатитам I стадии,

4 — по форстеритовым карбонатитам II стадии.

1—4—сечения пространственной диаграммы pH, соответствующие определенным значениям pH.

При последовательном переходе от сечения *1* к сечению *4* pH возрастает.

ДТ—I, ХР — I, ХС — I и т. д.— поля диаграмм (см. текст)

Заказ № 4932

тривариантного пространства в пространственной диаграмме и соответствуют трехминеральным парагенезисам (+кальцит). Трехминеральные парагенезисы могут быть изображены в треугольниках состав — парагенезис, компонентами которых являются Si, Mg и Fe. По данным химических анализов и измерений оптических свойств неизмененными по составу можно считать все минералы, кроме эккерманита. В расчете реакций принят состав эккерманита, переходного к магнезиоарфведсониту (табл. 46). Некоторые вариации в составе, свойственные природным эккерманитам, практически не влияют на характер диаграммы.

Сравнение сечений пространственной диаграммы показывает, что парагенезисы, стабильные при одних значениях pH, становятся нестабильными при других. При высоких значениях pH (сечение 4) стабильны семь нонвариантных пятиминеральных, (+кальцит) парагенезисов [*A*, *Д*] [*A*, *Cn*], [*X*, *Cn*], [*Д*, *T*], [*Cn*, *T*], [*Mm*, *T*]и [*T*, *P*]. При снижении pH четыре последних парагенезиса становятся неустойчивыми, их сменяют парагенезисы [*T*, *A*] и [*X*, *T*] (сечение 3). Дальнейшее снижение pH приводит к исчезновению парагенезисов [*Д*, *A*], [*Cn*, *A*] и [*T*, *A*] и появлению вместо них пятиминеральных ассоциаций [*P*, *A*] и [*X*, *A*] (сечение 2). При наиболее низких значениях pH парагенезисы [*X*, *T*], [*X*, *Cn*] и [*X*, *A*] сменяются парагенезисом [*X*, *Mm*] и, кроме того, появляется пятиминеральная ассоциация [*Д*, *X*] (сечение 1). В связи с этим в полях сечения 4, соответствующего наиболее высокой щелочности, исчезают ассоциации серпентин+доломит, в полях сечения I (с наиболее низкой щелочностью) отсутствует парагенезис рихтерит+доломит.

Поскольку в карбонатитах III стадии массивов 1 и 3, как правило, наблюдается ассоциация рихтерита с доломитом, можно утверждать, что щелочность системы не опускалась ниже значений, соответствующих сечению 2 диаграммы. При высоких значениях щелочности относительно широкое развитие должна получить ассоциация рихтерит+хондродит. Такой парагенезис иногда встречается в карбонатитах массива 3, но, в целом, он не характерен для изученных карбонатитов. Поэтому можно предположить, что верхний предел щелочности системы соответствует сечению 3 диаграммы.

Анализ смены парагенезисов в сечениях 2 и 3 показывает, что наблюдаемой в массиве 3 смене парагенезисов «апофорстеритовых» карбонатитов *Cn*+X→T+X→T+Д→P+Д→A+Д соответствует последовательная смена полей в сечении 3: XC—I→XC—I^{a}→XT—I→ДР—I→ДР—V, которая происходит при одновременном возрастании химических потенциалов воды и углекислоты. Наблюдаемая в массиве 1 смена парагенезисов «апофорстеритовых» карбонатитов: Cn+X→Cn+Д→P+Д→A+Д соответствует смене полей в сечении 2: XC—I→ДC—I→ДР—I, ДР—V, которая также происходит при одновременном возрастании химических потенциалов воды и углекислоты. Можно также отметить, что наблюдаемые в массиве 1 парагенезисы соответствуют полям, характеризующим более высокие значения химических потенциалов воды и углекислоты по сравнению с парагенезисами массива 3. На более высокие химические потенциалы воды и углекислоты при развитии процессов III стадии в массиве 1 (по сравнению с массивом 3) указывает широкое развитие в карбонатитах массива 1 эккерманит-доломитовых парагенезисов. Площадь развития этой ассоциации значительно превышает площадь развития всех остальных ассоциаций вместе взятых, тогда как в массиве 3 относительная роль эккерманит-доломитовых парагенезисов в составе тел III стадии значительно меньше.

Отмеченная в массиве 1 смена парагенезисов мало вероятна при значениях pH, соответствующих сечению 3, поскольку в этих условиях существование серпентин-доломитовых и рихтерит-доломитовых парагенезисов в «апофорстеритовых» карбонатитах и, одновременно, ассоциаций,

не содержащих талька — в «апопироксеновых» карбонатитах, возможно только в очень узком интервале значений химических потенциалов воды и углекислоты. Развитие парагенезисов массива 3 мало вероятно при значениях pH, соответствующих сечению 2. Во-первых, в этих условиях существование парагенезиса тальк+хондродит возможно только в очень узком интервале значений химических потенциалов углекислоты. Во-вторых, при таких значениях наблюдаемая смена парагенезисов также может происходить только в очень узком интервале величин соотношений химических потенциалов воды и углекислоты. Даже незначительное изменение этого соотношения в пользу углекислоты должно привести к появлению в апопироксеновых карбонатитах талька (поле ДТ—II), который в таких карбонатитах никогда не наблюдается.

Таким образом, анализ сечений пространственной диаграммы, построенной в координатах μH_2O, μCO_2, pH позволяет сделать следующие выводы.

1. Минеральные ассоциации внешних зон карбонатитов III стадии массивов 1 и 3 развивались в относительно узком диапазоне изменений щелочности растворов, в условиях широких вариаций химических потенциалов воды и углекислоты.

2. В обоих массивах смена парагенезисов III стадии карбонатитов от периферии тел к центру указывает на одновременное пропорциональное возрастание химических потенциалов воды и углекислоты в этом направлении.

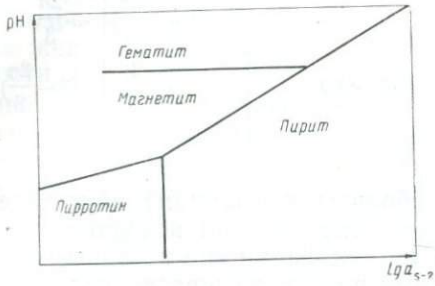
3. Минеральные ассоциации карбонатитов массива 1 развивались при более высоких химических потенциалах воды и углекислоты и пониженной щелочности по сравнению с карбонатитами массива 3.

Вторая группа парагенезисов, которую можно рассматривать как отдельную систему, включает минеральные ассоциации амфиболсодержащих карбонатитов и карбонатитов с эгирином. В эту систему входят минеральные парагенезисы всех типов карбонатитов III стадии, за исключением образований, слагающих внешние части тел «апофорстеритовых» разностей.

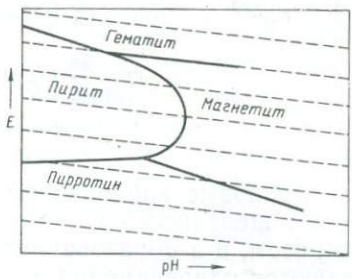
Если в этой системе допустить те же упрощения, что и в первой, минеральная ассоциация будет состоять из 8 минералов: рихтерита, амфибола (ряда эккерманит — магнезиоарфведсонит) с железистостью от $f=20\%$ до $f=60\%$, эгирина, магнетита, пирротина, пирита, доломита и кальцита. По-прежнему считая инертными компонентами кремний, железо и магний, в качестве виртуальных подвижных компонентов в этой системе можно рассматривать воду, углекислоту, ион водорода (как показатель щелочности), серу и электрон (как показатель окислительного потенциала).

Во всех парагенезисах этой системы присутствует один из минералов железа, наличие которого свидетельствует о том, что железо является избыточным компонентом. Наблюдается закономерная смена минеральных форм железа: магнетит→пирротин→пирит от периферии к центру тел. Согласно построениям Л. А. Маракушева (Маракушев, 1965), такая смена при постоянной температуре может быть обусловлена одновременным возрастанием кислотности и окислительного потенциала системы при постоянном химическом потенциале серы (фиг. 46) или возрастанием химического потенциала серы и кислотности растворов в условиях постоянного окислительного потенциала (фиг. 47). Поскольку последовательная смена минералов железа происходит параллельно с возрастанием железистости амфиболов, представление о характере изменения окислительного потенциала можно получить, сравнивая соотношение окисного и закисного железа в амфиболах различной железистости. Это сравнение показывает, что на фоне незначительных незакономерных флюктуаций, в общем, наблюдается постоянное соотношение окисного и закисного же-

леза в амфиболах ряда эккерманит — магнезиоарфведсонит. В эккерманитах $Fe^{3+}:Fe^{2+}=1{,}86$, в магнезиоарфведсонитах $Fe^{3+}:Fe^{2+}=1{,}89$, т. е. в амфиболах сохраняется отношение $Fe^{3+}:Fe^{2+}$, примерно соответствующее магнетитовому. Это позволяет предположить, что развитие карбонатитов III стадии происходило в условиях постоянного окислительного



Фиг. 46. Зависимость сульфидно-окисного железооруденения от щелочности (pH) и химической активности сульфидного иона при постоянстве температуры и окислительного потенциала (по А. А. Маракушеву, 1965)



Фиг. 47. Диаграмма E—pH для сульфидов и окислов железа при подвижном поведении серы (по А. А. Маракушеву, 1965)

потенциала, а смена минералов железа обусловлена изменением активности серы и, возможно, щелочности системы. Учитывая это, рассматриваемую систему можно анализировать как систему с избыточным железом при сохранении постоянного магнетитового соотношения окисного и закисного железа, т. е. как систему с избыточным магнетитом.

Таблица 50

Состав и молекулярный объем минералов, принятые для расчетов минеральных равновесий (III стадия)

Название	Состав	Молекулярный объем, $см^3/г \cdot моль$
Рихтерит	$Na_2CaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	272
Эккерманит	$Na_{2,5}Ca_{0,5}Mg_{5-n}Fe_nSi_8O_{22}(OH)_2$	268
Эгирин	$NaFeSi_2O_6$	66
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	64
Кальцит	$CaCO_3$	37
Магнетит	Fe_3O_4	44,5

Диаграмма минеральных равновесий такой системы приведена на фиг. 48. Составы минералов, принятые для расчетов и расчеты минеральных равновесий приведены в таблицах 50 и 51. Поскольку в реакциях равновесия щелочных амфиболов вода участия не принимает, на диаграмме показана зависимость состава амфиболов от химического потенциала углекислоты и щелочности системы. На этой диаграмме отчетливо видно, что возрастание железистости амфиболов в ряду эккерманит — магнезиоарфведсонит возможно как при возрастании кислотности, так и при возрастании активности углекислоты.

Очевидно, что возрастание железистости амфиболов по мере изменения состава субстрата (от исходных диопсидовых карбонатитов через

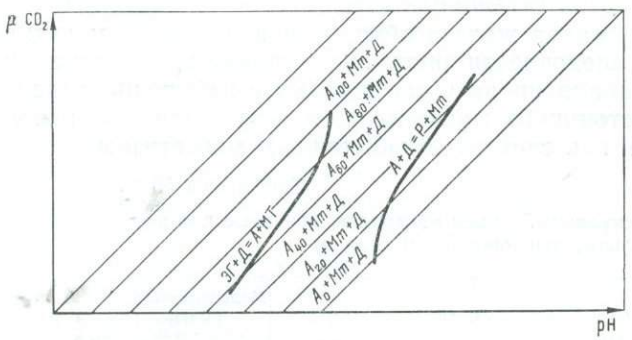
Таблица 51

Реакции минеральных равновесий в амфиболовых карбонатитах, III стадия

Линия	Уравнение равновесия	$\Delta H+$	ΔCO_2
(*Эг*)	$P+\frac{h}{3}Mm+\frac{4n}{3}Ka \rightleftarrows A_n+nD$	$-(0{,}5+\frac{2n}{3})$	$-\frac{2n}{3}$
(*P*)	$A_n+\frac{4-n}{3}Mm+(7-\frac{4n}{3})Ka \rightleftarrows 4Эг+(5-n)D$	$-(3{,}5-\frac{2n}{3})$	$-(3-\frac{2n}{3})$

диопсид-эгириновые карбонатиты и йолиты к сланцам) обусловлено понижением щелочности системы вследствие влияния исходных пород. Таким образом, и в образованиях III стадии фации «по исходным породам» являются одновременно и фациями различной щелочности.

Анализ диаграммы показывает также, что существование сравнительно железистых амфиболов ($f=40$—60%) в краевых частях тел (в условиях относительно низкой активности углекислоты) и вместе с тем появление эгирина в осевых частях таких тел, где по периферии устойчив рихтерит, возможно только в том случае, когда одновременно с возрастанием



Фиг. 48. Минеральные равновесия амфиболовых карбонатитов III стадии в зависимости от химического потенциала углекислоты и щелочности

активности углекислоты от периферии к центру снижается щелочность системы. Если анализ первой системы не давал оснований судить о закономерностях изменения щелочности от краевых к осевым частям карбонатитовых тел, то анализ второй системы позволяет утверждать, что во всех случаях, когда амфиболы в краевых частях тел представлены рихтеритом или эккерманитом, от периферии к центру происходило повышение кислотности растворов. Только тогда, когда в периферических частях тел наблюдаются сравнительно железистые магнезиоарфведсониты ($f=50$—60%), можно предположить, что щелочность оставалась постоянной. Такие амфиболы встречены в периферических частях лишь в телах, развивающихся по кварцсодержащим фенитам (породам гранитоидного состава). Это приводит к выводу, что щелочность исходных растворов III стадии приближалась к щелочности пород гранитоидного состава, т. е. была значительно ниже щелочности растворов II стадии.

Если развитие метасоматитов III стадии шло по сланцам, от периферических частей к осевым,— отмечается уменьшение железистости темноцветных минералов. В связи с этим можно предположить, что щелочность растворов была несколько выше щелочности сланцев (во всяком случае, для существенно кварцевых разновидностей) и снижалась в процессе взаимодействия растворов с кварцсодержащими сланцами.

При парагенетическом анализе систем слюда не рассматривалась. Такое упрощение было связано с тем, что, с одной стороны, изменение состава минеральных парагенезисов часто происходит без изменения состава слюды, а с другой — изменения в составе слюд обычно не отражаются на составе других минералов. В то же время, в изменении состава слюд из карбонатитов III стадии имеется целый ряд закономерностей.

Железистость слюд в краевых частях карбонатитовых тел закономерно возрастает по мере снижения щелочности исходных пород. Возрастание железистости может происходить как за счет снижения глиноземистости, так и путем уменьшения магнезиальности слюд. Наиболее отчетливо это видно при сравнении слюд из периферических частей тел, разбившихся по нефелин-пироксеновым породам (и альнёитам) и по нефелиновым сиенитам. В апоийлитовых карбонатитах образуются маложелезистые сравнительно высокоглиноземистые флогопиты (см. табл. 42, обр. 1), в апосиенитовых разностях их сменяют существенно железистые биотиты, в которых уменьшено как содержание алюминия, так и содержание магния ($f = 55\%$). Такое возрастание железистости слюд происходит параллельно увеличению железистости амфиболов и, вероятно, является следствием уменьшения щелочности системы по мере снижения щелочности исходных пород, аналогично тому, что наблюдалось в ранних карбонатитах.

В массиве 2 происходит закономерное возрастание железистости слюд от периферии к центру тел и одновременное незначительное повышение их глиноземистости при резком снижении магнезиальности. Изменения состава слюд подчиняются тем же закономерностям, что и изменения состава амфиболов. Вероятно, в этом случае на состав слюд оказывает влияние рост химического потенциала углекислоты от периферии к центру тел, а также увеличение кислотности системы в этом направлении.

Характерно, что в пироксенах, иногда занимающих место слюд, отмечается та же тенденция к уменьшению магнезиальности и возрастанию железистости по мере перехода от периферических частей тел к осевым. Такое изменение состава пироксена также, видимо, связано с возрастанием химического потенциала углекислоты и увеличением кислотности в этом направлении.

Суммируя результаты парагенетического анализа образований III стадии, можно сделать следующие выводы.

1. Как и в более ранних образованиях, среди карбонатитов III стадии выделяется ряд фаций по исходным породам. Это могут быть либо фации составов, когда различия минерального состава определяются разницей в соотношениях инертных компонентов в исходных породах, либо фации щелочности, когда различия минерального состава зависят от степени влияния исходных пород на щелочность карбонатитообразующих растворов.

2. Обычная метасоматическая зональность проявлена только в центральных частях карбонатитовых тел III стадии. Ближе к периферии, особенно во внешних зонах карбонатитовых тел, развита фациальная зональность.

3. От периферии к центру в большинстве тел карбонатитов III стадии наблюдается последовательная смена зон, соответствующих фациям возрастающей кислотности и активности углекислоты, воды и серы. Только если исходными породами служат существенно кварцевые сланцы, внутренние зоны являются фациями более высокой щелочности по сравнению с внешними.

Наиболее вероятной причиной возрастания активности воды и углекислоты от периферии к центру тел является возрастание давления в растворе. Самое интенсивное проявление процессов III стадии приурочено к тектоническим зонам. Вдоль этих зон обычно наблюдается интен-

сивная перекристаллизация пород, превращение их в ориентированные минеральные агрегаты, рассланцевание и уменьшение пористости карбонатитов, связанное с пластическими деформациями кальцита. Уменьшение пористости, возможно, и явилось причиной возрастания давления раствора в этих участках. Высказанное предположение объясняет тот факт, что в массиве 1, где стресс и сопутствующие ему явления проявлены достаточно интенсивно, развиты преимущественно парагенезисы эккерманит (магнезиоарфведсонит) + доломит, тогда как в массиве 3, где стресс проявлен значительно слабее, широким развитием пользуются хондродитовые и тальковые парагенезисы.

С увеличением давления в растворе и возрастанием активности углекислоты в какой-то мере может быть также связано и повышение щелочности растворов от периферии к центру карбонатитовых тел. Однако, вероятно, главным фактором, влиявшим на кислотность растворов, было изменение их состава в процессе взаимодействия с породами субстрата. Поскольку в большинстве случаев исходные породы обладали более высокой щелочностью, чем поступавший раствор, суммарное действие обоих факторов приводило к значительному ощелачиванию раствора в периферических частях тел по сравнению с центральными. Если же вмещающие породы были более кислыми, чем поступавший раствор, влияние состава исходных пород сказывалось сильнее, чем действие давления, и щелочность раствора возрастала от периферии к центру.

Увеличение активности серы от периферии к центру карбонатитовых тел, вероятно, также связано с возрастанием давления в растворе в этом направлении.

Таким образом, зоны карбонатитов III стадии представляют собой фации давления и щелочности. Так как давление и щелочность в значительной степени являются независимыми факторами, возможны случаи различного сочетания их влияний. Например, в пределах одной фации активности серы (магнетитовой) часто можно выделить целый ряд фаций фугитивности углекислоты и щелочности. В пределах одной фации щелочности может располагаться несколько фаций давления углекислоты и воды.

В связи со сложностью и многообразием фациального состава карбонатитов III стадии, целесообразность выделения тех или иных фаций и степень детальности их расчленения определяется конкретными задачами геологического исследования и может быть различной в разных массивах и на разных ступенях поисковых, разведочных и эксплуатационных работ.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАРБОНАТИТОВ III СТАДИИ

При наложении процессов II стадии становятся неустойчивыми такие характерные для ранних карбонатитов минералы, как перовскит, дизаналит, кальциртит, циркелит, бадделеит и гатчеттолит. Эта специфическая минеральная ассоциация сменяется группой минералов, включающей ильменит, сфен, рутил, анатаз, циркон и пирохлор. В периферических частях карбонатитовых тел они образуют псевдоморфозы по ранним минералам. По бадделеиту образуются псевдоморфозы мелкозернистого циркона, по кальциртиту — псевдоморфозы мелкозернистого циркона с включениями мелких пластинок ильменита, реже — скоплений рутила или анатаза. Перовскит разлагается с образованием по нему псевдоморфоз ильменита, реже — рутила и очень редко — анатаза. Циркелит псевдоморфно замещается агрегатом циркона, ильменита и пирохлора, реже — циркона, сфена и пирохлора. Ближе к осевым частям тел псевдо-

морфозы теряют четкие контуры, мелкозернистые агрегаты в них перекристаллизовываются с образованием крупных, часто скелетных зерен. Особенно это характерно для псевдоморфоз мелкозернистого циркона. Часто выделения циркона в центральной части псевдоморфоз сложены еще мелкозернистым агрегатом, а по периферии уже преобразованы в крупный скелетный монокристалл. Скопления, вначале представлявшие собой тонкопоросшие агрегаты разных минералов, распадаются на отдельные хорошо оформленные кристаллы этих минералов, разобщенные кальцитом.

Даже в центральных частях тел распределение редкометальных минералов в значительной степени зависит от характера минерализации в исходных породах. В телах, образовавшихся за счет обогащенных титаном существенно пироксеновых пород и пироксеновых карбонатитов I стадии, широким развитием пользуются титановые минералы: сфен, ильменит и рутил (анатаз). Заметные количества циркона характерны для тел, развившихся по форстеритовым карбонатитам I стадии, содержавшим кальциртит, или по форстеритовым карбонатитам II стадии, содержавшим бадделеит и циркелит. В телах, заместивших пирохлоронос-ные форстеритовые карбонатиты II стадии (не содержащие минералов циркония и титана), циркон обычно отсутствует, а ильменит отмечается лишь в мизерных количествах.

Сфен в карбонатитах III стадии присутствует главным образом вблизи контактов с силикатными породами. Он образует скопления неправильной формы и идиоморфные кристаллы розового и светло-бурого цвета. На некотором удалении от контакта удается наблюдать замещение сфена ильменитом. По сравнению со сфеном из ранних карбонатитов, он беднее ниобием (максимальное содержание Nb_2O_5 — 0,3%) и, практически, не содержит циркония.

Ильменит — характерный минерал карбонатитов III стадии. Он образует мелкие пластинчатые кристаллы, размеры которых обычно не превышают долей миллиметра и лишь изредка достигают 1—2 *мм*. Замещая перовскит, ильменит образует сложные сростки взаимно перпендикулярных пластинок, сохраняющие октаэдрический или кубический габитус исходного минерала. Из особенностей химического состава ильменита следует отметить высокое содержание трехвалентного железа, иногда достигающее 8%. Ниобия в ильменитах обычно мало (0,01—0,02% Nb_2O_5) и только в псевдоморфозах по циркелиту ильменит содержит до 2% Nb_2O_5.

Рутил и анатаз наблюдаются спорадически, как правило, в периферических частях тел, и только в составе псевдоморфоз по титановым минералам.

Циркон образует мелкозернистый агрегат в псевдоморфозах и крупные, часто скелетные, кристаллы в центральных частях карбонатитовых тел. По составу он не отличается от циркона из ранних карбонатитов.

Ниобиевая минерализация карбонатитов III стадии представлена главным образом минералами группы пирохлора. Такие минералы, как луешит, эшинит и линдокит встречаются очень редко и в очень небольших количествах.

Минералы группы пирохлора. С развитием процессов III стадии связано растворение тантало-ниобатов, образовавшихся во II стадию, переотложения ниобия и перераспределение минерализации. Отчетливо наблюдается растворение первичного пирохлора в участках первоначально богатых ниобием, и перемещение ниобия в участки, первично обедненные этим элементом, с выпадением там новообразованного пирохлора. Пирохлор, образовавшийся в III стадию, отличается от пирохлора II стадии как внешними признаками, так и химическим составом. Для переотложенного пирохлора характерен меньший размер зерен (0,1—2 *мм*), розо-

вые и оранжевые окраски и более сложная огранка кристаллов: комбинации октаэдра, куба и ромбодозекаэдра. Редко встречаются неправильные или округлые зерна. В табл. 33 и 34 приведены анализы образцов пирохлора из карбонатитов III стадии. Все они характеризуются повышенным (по сравнению с пирохлором II стадии) содержанием пятиокиси тантала (1—2%) и более низким ниобий-танталовым отношением ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 30—60$).

При наложении процессов III стадии на гатчеттолитсодержащие карбонатиты происходит: 1) обрастание гатчеттолита пирохлором с сохранением очертаний зерен гатчеттолита; 2) замещение гатчеттолита пирохлором, когда внутри зерен пирохлора сохраняются корродированные реликты гатчеттолита, отделенные от пирохлора резкой границей; 3) превращение гатчеттолита в пирохлор путем постепенного изменения состава в процессе неоднократного переотложения.

Пирохлор, корродирующий и замещающий гатчеттолит, отличается от обычного пирохлора карбонатитов III стадии только несколько повышенным содержанием урана (табл. 37, обр. 10). Если гатчеттолит замещается пирохлором, в смешанных образцах содержится меньше урана и тантала, но сохраняется прежнее урано-танталовое отношение (табл. 38, обр. 49). При изменении гатчеттолита путем неоднократного переотложения возникает ряд разновидностей, промежуточных по составу между гатчеттолитом и пирохлором, вплоть до полного преобразования гатчеттолита в пирохлор, близкий к обычному пирохлору III стадии (табл. 37, обр. 11). По мере преобразования в промежуточных разностях происходит вынос урана и несколько замедленный (по сравнению с ура-

Таблица 52

Состав редкометальных минералов* из карбонатитов Восточной Сибири

Компоненты	Луешит	Эшинит	Линдокит	Ферсмит
TiO_2	6,35	39,06	23,86	2,63
CaO	4,19	13,49	3,97	14,56
Nb_2O_5	67,95	35,73		66,92
Ta_2O_5	0,36	—	30,88	Не опр.
TR_2O_3	1,48	2,17	30,13	—
SiO_2	2,23	6,00	1,45	2,41
MgO	0,13	Не обн.	Не обн.	1,07
Fe_2O_3	1,38	2,51	1,05	2,55
FeO	—	—	—	—
Al_2O_3	—	0,21	—	4,43
F	—	—	—	—
Na_2O	14,90	—	—	0,25
K_2O	0,49	—	—	—
ThO_2	—	0,05	5,17	—
U_3O_8	—	—	1,44	—
ZrO_2	0,06	—	—	—
H_2O^+, H_2O^-	0,82	0,51	—	0,56

* Луешит и ферсмит — по материалам В. С. Гайдуковой и Т. Б. Здорик (1962); эшинит — по материалам В. С. Гайдуковой (1966); линдокит — по материалам Т. Б. Здорик (1966$_1$).

ном) вынос тантала. Содержание натрия и ниобия заметно возрастает (табл. 38, обр. 42—48). Промежуточным разностям свойственны резкие колебания в соотношении урана и тантала, причем, в отличие от исходных гатчеттолитов, тантала в них обычно больше, чем урана.

Для пирохлора III стадии весьма характерна связь с апатитом. Пирохлор часто бывает приурочен к скоплениям и полосам апатита и располагается среди агрегата апатитовых зерен. Несмотря на явную минералогическую связь переотложенных апатита и пирохлора, в образованиях III стадии не удается установить четкой корреляционной связи между количеством пирохлора и апатита в породе: коэффициент корреляции между содержанием ниобия и фосфора в породах составляет 0,31, т. е. положительная связь только намечается.

Луешит наблюдается в амфиболовых разностях карбонатитов III стадии массивов 1 и 3 и приурочен к участкам тектонических нарушений. Он представлен мелкими кубическими кристаллами размером 0,1—1 *мм*, часто нарастающими на грани кристаллов пирохлора. Луешит из карбонатитов Восточной Сибири детально изучен В. С. Гайдуковой и Т. Б. Здорик. По их данным цвет минерала черный или темно-серый, на гранях часто наблюдается ирризация. В шлифе минерал прозрачен, цвет его сиренево-бурый, он сложно сдвойникован, двойники секториальные. Светопреломление луешита — $Ng=2{,}36°$, $Np=2{,}345$; минерал двуосный; $2V=90°$. Сингония его ромбическая, размеры элементарной ячейки $a_0=5{,}5$ kX, $b_0=5{,}53$ kX. По данным химического анализа (табл. 59), кроме ниобия и натрия минерал содержит заметное количество титана и кальция. Содержание тантала в нем ниже, чем в пирохлорах III стадии (0,36% Ta_2O_5), ниобий-танталовое отношение около 200 (Гайдукова, Здорик, 1962).

Эшинит и линдокит были встречены в карбонатитах III стадии, где они изредка развиваются за счет пирохлора исходных карбонатитов. Эшинит образует мелкие (0,2—0,3 *мм*) пластинчатые или псевдокубические кристаллы зеленовато-серого цвета. Удельный вес минерала $d=3{,}94$, размеры элементарной ячейки $a_0=5{,}44\pm0{,}02$ kX, $b_0=10{,}90\pm\pm0{,}02$ kX, $c_0=7{,}49\pm0{,}02$ kX (Гайдукова, 1966). Он содержит очень небольшое количество редких земель и является почти чисто кальциевым (табл. 52). Линдокит встречается в виде красновато-бурых тонкопризматических или таблитчатых кристаллов с резкой продольной штриховкой. По данным Т. Б. Здорик (1966_1) параметры элементарной ячейки минерала $a_0=5{,}26$ kX, $b_0=0{,}74$ kX, $c_0=7{,}36$ kX. Для линдокита характерно высокое содержание редких земель и тория (табл. 52).

Глава 4

КАРБОНАТИТЫ IV СТАДИИ

В IV стадию во всех изученных массивах формируются анкеритовые карбонатиты и широко развиваются процессы анкеритизации в более ранних карбонатитах и силикатных породах. Анкеритовые карбонатиты в массиве 1 слагают крупное меридионально вытянутое тело в центральной части массива, имеющее общую площадь около 2 $км^2$. Вокруг него располагается большое количество более мелких тел мощностью от сантиметров до десятков метров. В массиве 3 анкеритовые карбонатиты образуют штокообразное крутопадающее тело, вытянутое в северо-восточном направлении, размером 450×1000 *м*. Вокруг этого тела развита серия линз и жил анкеритовых карбонатитов, мощность которых варьирует от сантиметров до десятков метров, а протяженность отдельных тел достигает 900 *м*. В массиве 2 анкеритовые карбонатиты слагают крупное тело в центральной части массива, вытянутое в северо-западном направлении, и более мелкие жилы и прожилки среди ранних карбонатитов. Мощность главного тела достигает 400 *м*, протяженность — 1000 *м*. Мощность мелких тел колеблется от 10 сантиметров до нескольких метров.

Вокруг тел анкеритовых карбонатитов развиты ореолы анкеритизации кальцитовых карбонатитов, ширина которых достигает 100 *м*. Границы анкеритовых тел часто проводятся условно: только в центральных частях тел присутствуют чистые анкеритовые разности, в краевых частях тел появляются реликты ранних карбонатитов, постепенное увеличение количества которых и обусловливает постепенный переход к анкеритизированным кальцитовым карбонатитам. В зоне анкеритизированных карбонатитов происходит ослабление анкеритизации по мере удаления от анкеритового тела вплоть до границ с породами, не затронутыми процессами IV стадии. Следует отметить, что ореол развития темноцветных минералов, появление которых связано с процессом IV стадии, обычно несколько шире, чем ореол распространения анкерита. Поскольку при картировании легче устанавливаются именно изменения темноцветных минералов, а появление анкерита фиксируется с трудом, обычно в контуры ореолов анкеритизации включаются все породы, испытавшие воздействие процессов IV стадии, независимо от того, в какой части этих пород отмечено появление анкерита.

Развитие карбонатитов IV стадии по силикатным породам во многом сходно с карбонатизацией III стадии. Карбонатизации предшествует интенсивное дробление пород. Карбонат проникает в породу в виде сети мелких прожилков, вдоль которых происходит преобразование силикатных минералов в карбонатно-слюдисто-амфиболовый агрегат. Постепенно количество карбоната в этом агрегате увеличивается, границы прожилков и блоков породы становятся нечеткими, и порода превращается в карбонатит, неравномерно (пятнами) обогащенный темноцветными ми-

нералами. Отличие от образований III стадии состоит в том, что карбонат в прожилках и в агрегатах близок по составу и представлен железистым доломитом или анкеритом. Пока различаются контуры прожилков, порода обычно сохраняет следы первоначальной структуры благодаря тому, что состав новообразованных силикатов зависит от состава исходных минералов: по пироксену развивается агрегат карбоната, амфибола и зеленого флогопита или хлорита, по нефелину — агрегат карбоната и серицита, иногда с альбитом, псевдоморфозы по гранату густо насыщены пылью гематита и пластинками ильменита, калиевый полевой шпат замещается альбитом, проросшим карбонатом. По мере усиления карбонатизации контуры таких обособленных скоплений теряют четкость, серицит сменяется магнезиально-железистой гидрослюдой или хлоритом, выделения отдельных минералов укрупняются и обособляются в скопления, разобщенные карбонатом, и порода полностью утрачивает свой первоначальный структурный рисунок.

В породах с калиевым полевым шпатом и сланцах вокруг анкеритовых тел развиваются широкие ореолы альбитизации. Вдоль границ с анкеритовыми карбонатитами эти породы иногда полностью утрачивают первоначальный состав и превращаются в массивные альбититы. Такие альбититы имеют очень светлую окраску, четко отграничены от вмещающих пород и постепенно переходят в карбонатиты. Поэтому при картировании их иногда включают в состав карбонатитовых тел, как самые внешние зоны.

Характерной чертой IV стадии карбонатитового процесса является ее многоактность. В анкеритовых карбонатитах часто можно наблюдать прожилки, сложенные теми же минералами, что и в рассеченных этими прожилками карбонатитах. В силикатных породах часто наблюдаются пересечения одних анкеритовых прожилков другими без существенных различий в их минеральном составе. Видимо, в процессе формирования анкеритовых карбонатитов неоднократно возобновлялись тектонические движения и появлялись новые пути проникновения растворов. Возобновление подвижек, вероятно, не сопровождалось существенным изменением физико-химических условий, хотя, несомненно, эти условия не оставались полностью стабильными на протяжении всего периода становления образований IV стадии. В результате в различных прожилках возникали в общем сходные минеральные парагенезисы, лишь иногда в деталях отличающиеся друг от друга. Наверное, было бы целесообразно подразделить IV стадию на две или несколько подстадий, но собранный материал пока не позволяет сделать это достаточно обоснованно. Поэтому все образования IV стадии рассматриваются без какого-либо расчленения их во времени.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ IV СТАДИИ

Образования IV стадии по составу породообразующих карбонатов можно разделить на две группы: анкеритовые карбонатиты и анкеритизированные силикатные породы, в которых присутствует только один карбонат — анкерит, и анкеритизированные кальцитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты, где кроме анкерита наблюдаются также кальцит и доломит.

Анкеритовые карбонатиты

Среди анкеритовых карбонатитов выделяются две разновидности карбонатитов: а) крупнозернистые анкеритовые и б) мелкозернистые до среднезернистых анкеритовые. Эти разновидности часто связаны между собой постепенными переходами.

Крупнозернистые анкеритовые карбонатиты

Они развиты только в центральных частях наиболее крупных анкеритовых тел. В массиве 1 крупнозернистые анкеритовые карбонатиты образуют густую сеть жил и прожилков, между которыми располагаются блоки мелкозернистого строения. Кроме анкерита, составляющего более 90% всей породы, в них присутствуют карбонат-апатит, эгирин, альбит, паризит, пирит и сфалерит; изредка встречаются флюорит, барит, кварц, анальцим, галенит и халькопирит. В распределении этих минералов внутри тел крупнозернистых анкеритовых карбонатитов никаких закономерностей не наблюдается. В массиве 3 крупнозернистые, до гиганто-зернистых, анкеритовые карбонатиты также слагают жилы среди мелкозернистых и среднезернистых анкеритовых карбонатитов. Изучавшие эти карбонатиты Э. М. Эпштейн и Т. Б. Здорик отмечают, что в составе этих жил кроме крупных вытянутых кристаллов анкерита длиной до 15 *см*, присутствуют бербанкит, обычно нацело замещенный агрегатом анкерита и бастнезита, иногда с баритом и стронцианитом, а также псевдоморфозы серицит-хлорит-анкеритового состава по удлиненно-шестоватым кристаллам с восьмиугольным сечением. Жилы часто имеют зональное строение: в зальбандах располагаются кристаллы шестоватого минерала и бербанкита, ориентированные перпендикулярно контакту, остальная часть жил сложена анкеритом, ориентированным длинными осями параллельно стенкам. В осевой части жил иногда появляется сидерит в ассоциации с галенитом, сфалеритом и молибденитом.

Анкерит[1] представлен маложелезистой разностью; обычно $Mg_{ам} : Fe_{ам}$ в нем равно 2—3, иногда до 4 (табл. 53). Количество марганца достигает 2% и более.

Карбонат-апатит составляет в карбонатитах 5—8% породы. Он образует прожилкообразные и неправильной формы тонкозернистые скопления. Иногда наблюдается тесное срастание апатита с флюоритом, особенно в зонах дробления, где агрегат этих минералов служит цементом брекчий. От обычных апатитов карбонат-апатит отличается пониженным светопреломлением ($No=1{,}622$, $Ne=1{,}619$) и удельным весом ($d=3{,}24$). По составу он близок к штафеллиту (см. табл. 12), отличаясь от последнего отсутствием адсорбированной воды и более высоким отношением $P_2O_5 : CO_2$. Структурная формула карбонат-апатита:

$$(Ca_{4,70}Ce_{0,02}Mg_{0,08}Sr_{0,06}Na_{0,10})_{4,96}[(PO_4)_{2,68}(CO_3)_{0,32}]_3(F_{0,82}OH_{0,18})_2.$$

Барит иногда играет заметную роль в составе анкеритовых жил массива 3, причем скопления барита тяготеют к центральным частям анкеритовых жил, вплоть до появления центральных зон, сложенных баритом. Он образует крупные изометричные зерна, реже мелкозернистые скопления, в которых тесно срастается с фторкарбонатами редких зе-

[1] По номенклатуре У. А. Дира (Дир и др., 1965—1966) к анкеритам относятся карбонаты с $Mg_{ат} : Fe_{ат} \leqslant 4$, карбонаты состава $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$ с $Mg_{ат} : Fe_{ат} > 4$ — доломиты и железистые доломиты.

Таблица 53

Состав карбонатов из карбонатитов IV стадии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
CaO	27,95	29,70	29,20	29,19	29,24	29,19	28,60	28,76	29,01	29,86	29,91	29,72	31,26	29,68
MgO	14,76	13,94	13,72	11,84	16,08	12,60	14,07	15,42	16,80	17,61	18,20	19,77	19,22	17,90
MnO	2,24	2,04	2,16	2,22	1,31	2,19	1,90	1,41	1,61	0,81	0,40	0,34	0,78	0,55
FeO	8,75	8,81	9,20	10,80	6,50	10,67	9,18	8,26	6,41	5,78	4,57	3,49	2,31	5,54
CO_2	45,20	46,15	45,87	45,92	44,64	44,55	46,05	46,31	45,96	45,92	46,31	46,12	46,94	46,40
$CaCO_3$	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
$MgCO_3$	35	33	32	28	40	30	33,5	36,6	39,5	41,4	43,5	45	46	42
$FeCO_3$	12	14,2	15,2	19	8,2	17,2	14	11,5	8,4	7,5	6	4,5	4,9	7,3
$MnCO_3$	3	2,8	2,8	3	1,8	2,8	2,5	1,9	2,1	1,1	0,5	0,5	—	0,7

1—5 — крупнозернистые анкериты: 1—4 — массив 1, 5 — массив 3; 6—8 — мелкозернистые анкериты из внутренних частей тел; 9—12 — железистые доломиты из внешних частей тел, массив 1; 13 — доломит из тел, приуроченных к тектоническим нарушениям, массив 1; 14 — железистый доломит из внешних частей тел, массив 2.

Анализы обр. 1 и 9 выполнены в химической лаборатории ВИМСа, анализы обр. 2—4, 6—8 и 10—13 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева; обр. 5 — по материалам Е. М. Эпштейна и Е. А. Нечаевой, обр. 14 — по материалам А. А. Фролова и А. Я. Волженковой.

мель. В составе барита постоянно присутствует стронций, однако содержание его редко провышает 1%. В массиве 1 барит редок.

Сфалерит представлен разновидностью, близкой к клейофановому концу ряда марматит — клейофан. В нем постоянно отмечается эмульсионная вкрапленность пирита с типичной структурой распада. Окраска сфалерита неравномерная, от темно-бурой до медово-желтой — в зависимости от густоты выделений пирита. В краевых частях тел сфалерит темный, а в осевых, где он образует идиоморфные кристаллы, выстилающие стенки пустот — очень светлый желтый, иногда зональный, с более темной серединой. Обычно сфалерит образует выделения неправильной формы, только в пустотах отмечаются хорошо оформленные кристаллы. Часто наблюдаются сростки сфалерита с фторкарбонатами редких земель.

Кварц появляется только в самых внутренних частях тел крупнозернистых анкеритовых карбонатитов. Он образует зернистые скопления неправильной формы в анкерите или располагается в пустотах в срастании с паризитом и сфалеритом, образуя щетки длиннопризматических мелких кристаллов. Кварц иногда имеет темно-серый цвет, но чаще содержит тонкую пыль гематита, придающую ему буровато-красную окраску.

Альбит образует отдельные идиоморфные кристаллы или их сростки размером 1—5 *мм*. Обычно он имеет четкое двойниковое строение, хотя иногда встречаются и несдвойникованные зерна. Характерны сростки альбита с эгирином и паризитом.

Эгирин наблюдается в виде отдельных шестовато-призматических кристаллов, а также в виде веерообразных или метельчатых сростков. Цвет эгирина светло-желтый, иногда слегка зеленоватый. Судя по оптическим свойствам ($c : Np = 0—3°$, $Ng = 1{,}806$, $Nm = 1{,}786$, $Np = 1{,}760$, $2V_{Np} = 78°$), он содержит не менее 90% эгиринсвой составляющей. Эгирин часто срастается с фторкарбонатами редких земель, которые в веерообразных и метельчатых сростках эгирина заполняют промежутки между его кристаллами.

Мелкозернистые и среднезернистые анкеритовые карбонатиты

Мелкозернистые и среднезернистые анкеритовые карбонатиты слагают основную массу анкеритовых тел. Следует сразу оговориться, что название «анкеритовые» для этого типа карбонатитов является до некоторой степени условным: карбонат в этих породах имеет переменный состав от железистого доломита, в котором $Mg_{ат} : Fe_{ат} = 10$, до анкерита, где $Mg_{ат} : Fe_{ат} = 3$ и меньше (табл. 53). Название «анкеритовые», а не «доломит-анкеритовые» употребляется, чтобы подчеркнуть, что в этих породах присутствует не два карбоната, а один, хотя и переменного состава.

Минеральный состав мелкозернистых анкеритовых карбонатитов значительно более разнообразен, чем состав крупнозернистых разностей. Кроме карбоната, слагающего 70—90% породы, в них присутствуют щелочные амфиболы, эгирин, апатит и карбонат-апатит, альбит, гематит, пирит, иногда встречаются слюды и гидрослюды, хлорит, стильпномелан, магнетит, пирротин и сфалерит. Изредка отмечаются флюорит и марказит. Редкометальные минералы представлены пирохлором, ферсмитом, колумбитом, монацитом и фторкарбонатами редких земель.

Щелочные амфиболы представлены магнезиальным арфведсонит-рибекитом в массивах 1 и 2 и арфведсонитом в массиве 3. Магнезиальный арфведсонит-рибекит присутствует в краевых частях тел анкеритовых карбонатитов чаще всего там, где карбонатиты замещают меланократовые силикатные породы. Он представлен тонковолокнистой разностью, образующей спутанноволокнистые агрегаты, иногда вытянутые в тонкие линзы и просечки. В некоторых участках наблюдается срастание амфибола и тонкораспыленного гематита, чаще амфибол срастается с магне-

Таблица 54

Химический состав амфиболов и пироксенов из карбонатитов IV стадии

Компоненты	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	54,47	54,19	53,78		Si	7,87	7,89	7,76	1,87
Ti_2O	0,48	0,45	0,40		Al_{IV}	0,13	0,11	0,24	0,13
Al_2O_3	1,20	0,82	2,77		Al_{VI}	0,07	0,03	0,23	0,01
Fe_2O_3	13,63	13,93	13,58		Fe^{3+}	1,48	1,52	1,48	0,80
FeO	43,64	5,51	8,83		Fe^{2+}	0,56	0,67	1,07	0,04
MgO	13,32	12,56	10,10		Mg	2,84	2,73	2,18	0,09
CaO	0,22	0,34	0,41		Ti	0,05	0,05	0,04	0,06
K_2O	1,95	1,63	0,65		Na	2,19	2,22	2,11	0,95
Na_2O	7,80	7,96	7,56		Ca	0,03	0,05	0,06	0,03
F	1,20	1,24	0,79		K	0,35	0,30	0,12	
П.п.п.	1,05	1,07	1,33		OH	1,47	1,41	1,56	
					F	0,52	0,53	0,34	0,19
Сумма (с учетом поправки на F	99,96	99,60	100,18		O	—	0,06	—	5,81

1, 2 — магнезиорибекит-арфведсониты из внешних частей тел вблизи границы; 3 — магнезиорибекит из внешней части тела на удалении от границы; 4 — эгирин.

Анализы образцов 1—3 выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева; обр. 4 — по материалам Е. А. Нечаевой и Е. М. Эпштейна.

титом или пиритом. Окраска амфибола темно-синяя. В поляризованном свете он плеохроирует от синего по Np до темного сиреневого по Nm и светло-бурого по Ng. Светопреломление $Ng=1{,}662—1{,}678$, $Np=1{,}658—1{,}670$. Наблюдается очень сильная дисперсия $\rho \gg V$, $c:Np=4—16°$, $2V_{Np}=70—80°$, удельный вес $d=3{,}35—3{,}40$. По химическому составу амфиболы IV стадии отличаются от более ранних амфиболов повышенной железистостью ($f=45—70\%$) и меньшим количеством атомов в группе X, что позволяет считать их промежуточными членами ряда магнезиоарфведсонит — магнезиорибекит. Для амфиболов этого ряда характерно закономерное изменение состава и свойств (табл. 54): по направлению от границы карбонатитовых тел к центру угол угасания $c:Np$ уменьшается от 16—20 до 4—6°, показатели преломления увеличиваются, окраска становится очень густой, возрастает железистость и снижается количество атомов в группе X. Ближе к центральным частям происходит смена амфибола эгирином, причем можно наблюдать развитие игольчатых кристаллов эгирина в спутанноволокнистом амфиболовом агрегате, вплоть до полного замещения амфибола тонкоигольчатым эгирином. Обычно одновременно со сменой амфибола эгирином происходит заметное уменьшение количества силикатного материала в породе.

В массиве 3, по данным Е. А. Нечаевой и Е. М. Эпштейна, амфибол в анкеритовых карбонатитах представлен арфведсонитом. Он наблюдается во внутренних частях анкеритовых тел, сменяя эгирин, характерный для внешних частей тел. По описанию Е. А. Нечаевой, арфведсонит плеохроирует от темного зеленовато-синего по Np до сине-зеленого по Ng. Угол угасания его $c:Np=13°$.

Эгирин — наиболее широко распространенный темноцветный минерал мелкозернистых анкеритовых карбонатитов. Он образует отдельные мелкие призматически-игольчатые кристаллы и тонкоигольчатые сростки. Окраска его обычно светлая желтая или зеленовато-желтая. В шлифе он почти бесцветный, без заметного плеохроизма, угол угасания близок к нулю ($c:Np=0—5°$). Е. А. Нечаевой для эгирина из массива 3 определены показатели преломления $Ng=1{,}802$, $Nm=1{,}784$, $Np=1{,}754—1{,}760$, а также $2V_{Np}=76—78°$. В анкеритовых карбонатитах массива 1 эгирин распространен повсеместно, за исключением самых периферических частей тел. Он появляется на смену магнезиорибекиту, замещая последний. Одновременно с появлением эгирина обычно исчезает гематит, и наблюдается заметное увеличение железистости породообразующего карбоната. В массиве 2 эгирин характерен для анкеритовых карбонатитов, развившихся по нефелин-пироксеновым породам и диопсидовым карбонатитам, т. е. тогда, когда исходными являются наиболее щелочные фации пород. В анкеритовых карбонатитах, заместивших полевошпатовые породы и диопсид-эгириновые карбонатиты, вместо эгирина появляется щелочной амфибол. В массиве 3 эгирин распространен во внешних частях анкеритовых тел, во внутренних он сменяется арфведсонитом.

Слюда в анкеритовых карбонатитах изученных массивов встречена только на границах анкеритовых тел с силикатными породами. Она представлена зеленым флогопитом, под микроскопом часто имеющим отчетливый синеватый оттенок. Уже на незначительном удалении от границ слюда становится неустойчивой и замещается агрегатом альбита и гематита, реже превращается в скопления хлорита или стильпномелана.

Стильпномелан встречен в анкеритовых карбонатитах, содержащих реликты пикритовых порфиритов. Здесь он составляет иногда до 20—25% породы, образуя мелкочешуйчатые скопления и розетки из удлиненных чешуек. Цвет его травяно-зеленый по Ng с плеохроизмом до ярко-красного или оранжевого по Np. Светопреломление варьирует от $Ng=Nm=1{,}588$, $Np=1{,}556$ для ярко окрашенных разновидностей до $Ng=Nm=1{,}572$, $Np=1{,}546$ — для светлых.

Хлорит образует скопления и розетки чешуек зеленого цвета. Судя по оптическим свойствам ($Nm=1{,}590—1{,}600$, удлинение отрицательное, $Ng-Np=0{,}003$, интерференционные окраски аномальные — бурые и синие), хлорит представлен железистым пеннином. Чаще всего хлорит развит в анкеритизированных нефелин-пироксеновых породах и сохраняется в карбонатитах по этим породам в виде скоплений. Иногда хлорит замещает слюду.

Кроме хлорита и стальпномелана в краевых частях анкеритовых тел, особенно вблизи реликтов силикатных пород, часто наблюдается большое количество разнообразных гидрослюд (от гидрофлогопита до вермикулита) и гидрохлоритов (до джефферизита). Все эти минералы находятся в тесных срастаниях и обычно замещают реликтовые флогопит и серпентин или мелкие реликты силикатных пород. Иногда в зонах дробления они образуют густую сеть тонких просечек. Гидрослюды и гидрохлориты имеют тонкочешуйчатое или волокнисто-чешуйчатое строение, буро-зеленую окраску различной интенсивности, слабый плеохроизм и тесно срастаются с тонкораспыленным гематитом или магнетитом, реже пиритом. Светопреломление их варьирует в пределах $Nm=1{,}550—1{,}585$, двупреломление гидрослюд 0,012—0,018, гидрохлоритов — 0,002—0,008. В телах анкеритовых карбонатитов несколько специфичного облика, приуроченных к тектоническим зонам, широкое развитие получил светлый серицитоподобный минерал. Он в тесном срастании с гематитом и карбонатом образует псевдоморфозы по темноцветным минералам исходных пород, имеющие серебристо-серый, иногда сиреневато-серый цвет. Под микроскопом видно, что псевдоморфозы сложены карбонатом, среди которого располагаются тонкие пленки этого минерала и гематита, обычно приуроченные к плоскостям спайности исходных минералов. По оптическим свойствам минерал близок к обычному серициту, но содержит пониженное количество щелочей (K_2O — 3—5%, Na_2O — 0,2—0,5%) и, видимо, является гидромусковитом.

Альбит — очень характерный минерал мелкозернистых анкеритовых карбонатитов массивов 1 и 2. Он развивается главным образом за счет слюд исходных карбонатитов, а также на месте остальных алюмосиликатов при карбонатизации силикатных пород.

Карбонат мелкозернистых анкеритовых карбонатитов очень разнообразен по составу. Во внутренних частях тел он представлен анкеритом, обычно мало отличающимся от анкерита из крупнозернистых разностей. В периферических частях тел карбонат представлен железистым доломитом, в котором $Mg_{ат} : Fe_{ат}$ меняется от 7 до 4,5. Как правило, наблюдается закономерное увеличение железистости карбоната от периферии к центру тел. Характерно, что в парагенезисе с амфиболом обычно наблюдаются карбонаты с $Mg_{ат} : Fe_{ат}=7—6$, а в парагенезисе с эгирином карбонаты с $Mg_{ат} : Fe_{ат}=5$ и менее. Для железистых доломитов характерно присутствие марганца, причем количество марганца увеличивается по мере возрастания содержания железа (см. табл. 53).

Следует отметить низкое содержание железа в карбонатах из тел, приуроченных к зонам тектонических нарушений. В этих телах обычно отсутствуют темноцветные силикаты; по темноцветным силикатам исходных пород развиваются псевдоморфозы гидросерицита, гематита и карбоната, а магнетит исходных пород псевдоморфно замещается гематитом. В парагенезисе с серицитом и гематитом обычно наблюдается маложелезистый доломит, содержащий только 2—3% закиси железа.

Гематит широко развит во внешних частях анкеритовых тел, особенно вдоль тектонических зон там, где анкеритовые карбонатиты замещают меланократовые силикатные породы. Он образует сравнительно крупночешуйчатые скопления железной слюдки и тонкораспыленную вкрапленность, окрашивая карбонатиты в розовато-сиреневый до темно-красного

цвет. В некоторых телах анкеритовых карбонатитов, приуроченных к тектоническим зонам, наблюдаются пористые, ноздреватые псевдоморфозы гематита по магнетиту, иногда содержащие реликты последнего. Во внутренних частях тел гематит исчезает. В качестве примесей в гематите присутствуют титан и ниобий (до 0,02%), свинец и ванадий (до 0,01%).

Магнетит и пирротин отмечаются только в периферических частях тел анкеритовых карбонатитов, исчезая к центру тел и частично замещаясь пиритом.

Анкеритизированные карбонатиты

В анкеритизированных карбонатитах присутствуют минералы, которые характерны для периферических частей мелкозернистых анкеритовых карбонатитов. Отличие этих образований от анкеритовых карбонатитов состоит в том, что они в тех или иных — обычно существенных — количествах содержат кальцит.

Кальцит отчетливо корродируется и замещается анкеритом, причем различается два типа анкеритизации: анкеритизация, не сопровождающаяся перекристаллизацией, когда анкерит замещает зерна кальцита от периферии к центру с сохранением контуров и оптической ориентировки зерен первичного карбоната; анкеритизация, которая сопровождается перекристаллизацией, когда анкерит развивается в кальците в виде сети гнезд, прожилковидных скоплений и линз. Кальцит при этом гранулируется и перекристаллизовывается с образованием характерных лапчатых реже звездчатых структур, напоминающих сферолитовые.

Очень часто на фронте анкеритизации наблюдается ряд преобразований, предшествующих появлению в породе анкерита. Амфиболы и пироксены исходных пород по границам зерен и спайности замещаются волокнистым магнезиоарфведсонит-рибекитом, пирохлор покрывается пленкой колумбита, в апатите по трещинам отдельности развиваются тонкие пленки гематита, окрашивая апатит в красный цвет. Кальцит гранулируется и его крупные зерна распадаются на скопления более мелких, замутненных тонкой пылью гематита, придающей кальциту розовый цвет. В результате карбонатит приобретает характерную пеструю окраску, обусловленную неравномерным распределением скоплений синего амфибола и красных призм апатита на фоне розового кальцита. На этом же фоне иногда заметно появление анкерита в виде сети тончайших белых просечек. По мере увеличения количества анкерита порода светлеет, приобретая белый или светло-серый цвет.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ КАРБОНАТИТОВ IV СТАДИИ

Структура мелкозернистых анкеритовых карбонатитов обычно неравномернозернистая, типичная гранобластовая, реже более равномернозернистая, переходная к мозаичной или роговиковой. В массиве 3 для карбоната характерна тенденция к приобретению правильных очертаний, в массиве 1 очертания зерен карбоната неправильные, извилистые, часто зазубренные. Иногда анкеритовые карбонатиты наследуют структурные рисунки исходных карбонатитов; особенно часто это наблюдается в мелких анкеритовых телах, приуроченных к тектоническим зонам среди кальцитовых карбонатитов. Здесь можно видеть, например, как в карбонатитах, первоначально сложенных пластинчатым кальцитом, окаймленным цепочками темноцветных минералов и апатита, развитие анкеритизации приводит к тому, что на месте пластин кальцита образуются выделения зернистого анкерита, сохраняющие пластинчатую форму и окаймленные

выделениями карбонат-апатита, амфибола или эгирина, альбита и гематита или магнетита. Первоначальный пластинчатый рисунок часто подчеркнут пленками волокнистого амфибола.

Характерной чертой крупнозернистых анкеритовых карбонатитов массива 1 является присутствие в них большого количества пустот размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров, стенки которых сложены идиоморфными кристаллами анкерита, паризита и сфалерита. Иногда в таких пустотах наблюдаются сростки идиоморфных кристаллов альбита или кварца. Среди мелкозернистых анкеритовых карбонатитов разновидности с пустотами встречаются реже, как правило только в телах, приуроченных к тектоническим зонам. В анкеритизированных карбонатитах пустот нет. Соответственно изменяется и величина пористости пород: если пористость кальцитсодержащих карбонатитов около 1%, то в крупнозернистых анкеритовых карбонатитах она возрастает до 3—5%, а иногда и больше.

Текстура крупнозернистых анкеритовых карбонатитов однородная, массивная. Текстура мелкозернистых разностей во внутренних частях тел также однородная, реже нечеткополосчатая или нечеткопятнистая. В краевых частях тел для них характерны полосчатые текстуры, иногда со сложным рисунком полосчатости, вплоть до плойчатости. Вблизи контактов с силикатными породами в них появляются брекчиевые текстуры, по мере удаления от контакта переходящие в пятнистые или пятнисто-полосчатые.

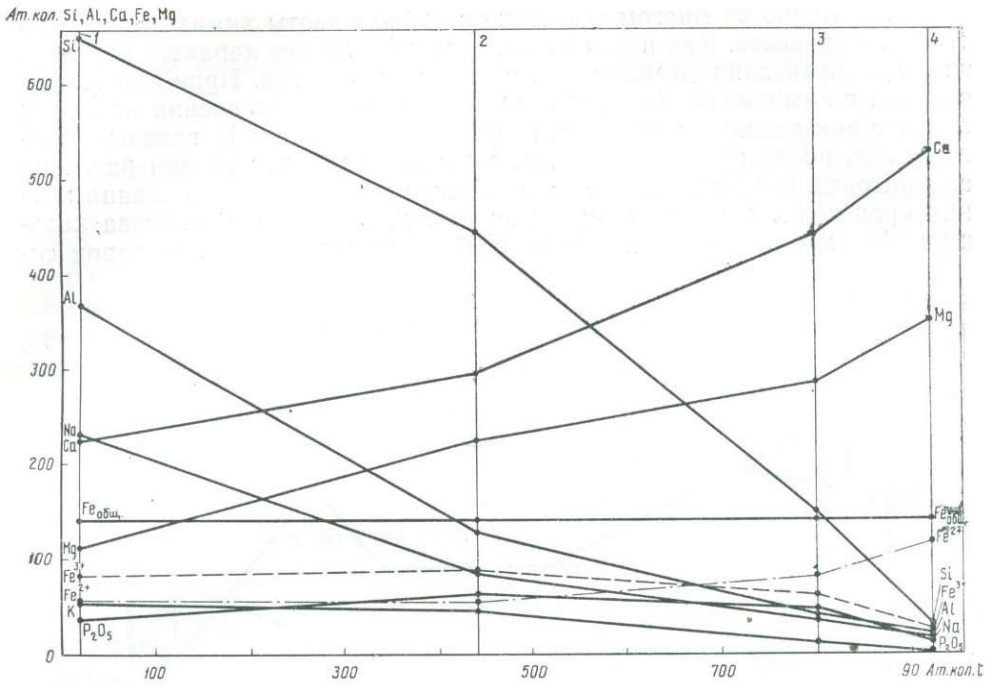
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ IV СТАДИИ

В некоторых работах (Сомина, 1966) в том числе и в ранних работах авторов (Пожарицкая, 1962$_2$; Пожарицкая, Эпштейн, 1964) IV стадия получила название стадии железо-магнезиального метасоматоза. Сравнение состава карбонатитов IV стадии с составом исходных пород показало, что это название не является точным и не полностью отражает главные особенности химизма процессов IV стадии.

Если в образованиях III стадии влияние состава исходных пород ощущается даже во внутренних частях тел, то в карбонатитах IV стадии только состав внешних зон зависит от состава исходных пород, во внутренних зонах состав карбонатитов выравнивается и определяется главным образом составом анкерита, слагающего 90—95% породы (см. табл. 53, обр. 3, 7, 10).

Анкеритовые карбонатиты формируются в результате замещения пород самого разнообразного состава: щелочно-ультраосновных и щелочных силикатных пород и всех более ранних карбонатов. Баланс вещества при замещении однородными анкеритовыми карбонатитами разнообразных по составу исходных пород, естественно, различен, хотя можно наметить и общие особенности химизма метасоматических процессов этой стадии. На фиг. 49—51 изображены графики, отражающие характер изменения состава пород при развитии анкеритовых карбонатитов по ийолитам, пироксеновым карбонатитам I стадии и диопсидовым карбонатитам II стадии. При сравнении этих графиков видно, что во всех случаях анкеритизация сопровождается увеличением содержания углекислоты и магния и уменьшением количества кремния и алюминия. Поведение кальция и железа, как правило, зависит от состава исходных пород.

Если анкеритизация развивается по карбонатитам, то в анкеритизированных разностях содержание железа несколько уменьшается по сравнению с содержанием железа в исходных породах. При переходе от анкеритизированных карбонатитов к анкеритовым содержание железа в породах возрастает. Уменьшение количества железа в анкеритизированных



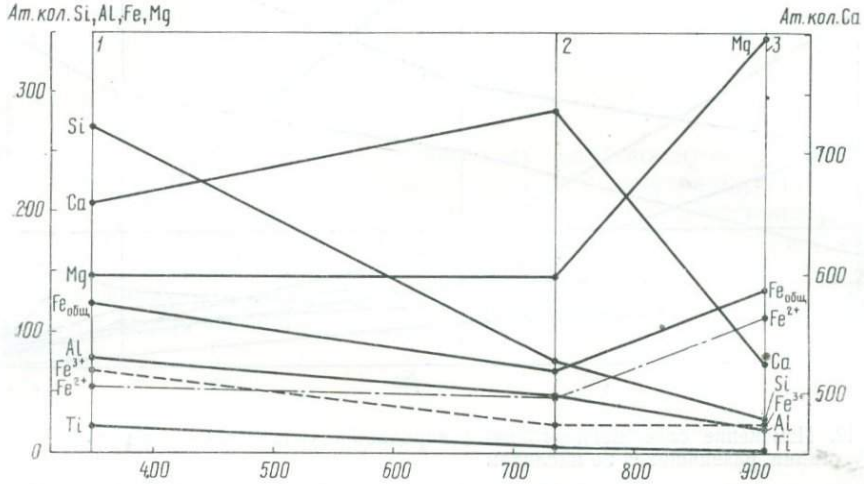
Фиг. 49. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах IV стадии, развившихся по ийолитам

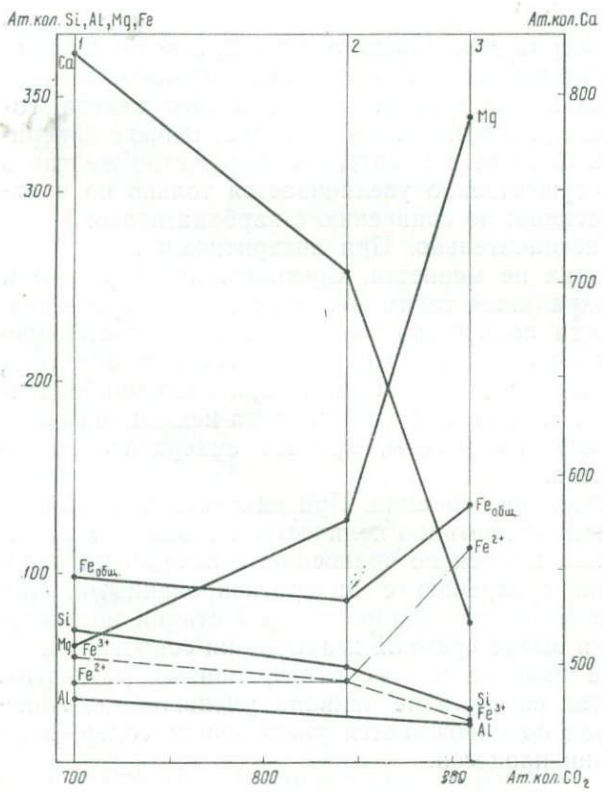
1 — ийолит; *2* — анкеритизированный ийолит; *3* — анкеритовый карбонатит с реликтами ийолита; *4* — анкеритовый карбонатит

разностях происходит целиком за счет окисного железа, а концентрация закисного железа при этом не меняется. Увеличение содержания железа в анкеритовых карбонатитах происходит за счет закисного железа, содержание же окисного железа уменьшается даже по сравнению с анкеритизированными разностями. Следует отметить, что количество железа в анкеритовых карбонатитах существенно увеличивается только по сравнению с карбонатитами II стадии; по сравнению с карбонатитами I стадии оно возрастает очень незначительно. При анкеритизации ийолитов содержание железа в породах не меняется. Соотношение закисного и окисного железа вначале сохраняется таким же, как в исходных породах, а по мере развития процесса количество окисного железа постепенно уменьшается, а закисного — возрастает. Сравнение состава исходных пироксенитов и альнёитов (табл. 55) с составом анкеритовых карбонатитов внутренних зон показывает, что в том случае, когда исходными породами являются пироксениты или альнёиты, процесс анкеритизации сопровождается выносом железа.

Так же многообразно поведение кальция. При анкеритизации наиболее лейкократовых карбонатитов II стадии количество кальция в анкеритизированных разностях уменьшается по сравнению с исходными породами, а в анкеритовых — по сравнению с анкеритизированными. При анкеритизации более меланократовых карбонатитов I стадии интенсивное растворение силикатов и вынос кремния и алюминия сопровождаются увеличением количества кальция в анкеритизированных разностях. В анкеритовых карбонатитах содержание кальция уменьшается. Анкеритизация силикатных пород сопровождается увеличением содержания кальция на всем протяжении процесса.

В IV стадию во многом сохраняются общие черты химизма карбонатитового процесса. Как и для ранних стадий, для нее характерно развитие карбонатизации, десиликации и выноса глинозема. Принципиальные отличия в химизме особенно четко выявляются при сравнении исходных пород с анкеритовыми карбонатитами внутренних зон: 1) главным компонентом, поступающим в породы, становится магний; 2) при развитии анкеритовых карбонатитов по кальцитовым увеличение содержания магния происходит главным образом за счет уменьшения количества кальция; 3) замещение анкеритовыми карбонатитами силикатных пород со-





Фиг. 50. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах IV стадии, развившихся по пироксеновым карбонатитам I стадии

1 — пироксеновый карбонатит I стадии;

2 — анкеритизированный пироксеновый карбонатит;

3 — анкеритовый карбонатит

Фиг. 51. Изменение содержаний главных породообразующих элементов в карбонатитах IV стадии, развившихся по диопсидовым карбонатитам II стадии

1 — диопсидовый карбонатит II стадии;

2 — анкеритизированный диопсидовый карбонатит;

3 — анкеритовый карбонатит

Таблица 55

Химический состав анкеритизированных пород и анкеритовых карбонатитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	39,10	26,61	8,91	1,43	16,11	4,51	1,67	4,15	3,00	1,29	37,78	31,26
TiO_2	2,17	1,18	0,71	0,40	1,68	0,35	0,16	0,51	0,41	0,19	4,99	3,12
Al_2O_3	18,63	6,46	2,14	0,99	3,96	2,34	1,07	1,76	1,22	0,89	7,02	8,73
Fe_2O_3	6,55	6,90	4,82	1,62	5,50	1,96	1,81	4,46	3,41	2,03	10,40	6,84
FeO	3,95	3,91	5,80	8,53	3,90	3,10	8,10	3,00	3,00	7,74	6,09	5,90
MgO	4,53	8,96	11,40	13,33	5,88	5,93	14,05	2,49	5,12	14,37	9,11	12,42
MnO	0,38	0,41	0,62	1,15	0,27	0,59	1,50	0,24	0,31	0,91	0,62	0,81
CaO	12,00	16,51	24,60	30,09	36,88	41,20	29,47	46,19	46,09	30,16	21,02	16,90
Na_2O	6,78	2,63	1,21	0,49	0,95	0,74	0,54	0,49	0,64	0,41	1,10	0,83
K_2O	2,61	2,05	0,40	0,08	0,36	0,19	0,05	0,47	0,26	0,03	0,30	3,30
P_2O_5	2,48	4,30	3,21	1,30	5,26	4,86	1,20	4,60	3,20	1,80	2,02	2,16
$S_{общ}$	Не опр.	Не опр.	0,20	0,49	0,49	0,39	0,34	0,20	0,39	0,44	Не опр.	Не опр.
CO_2	0,66	19,61	34,90	40,44	16,40	32,35	41,04	30,70	37,10	40,51	0,31	П.п.п.
F	Не опр.	0,12	0,16	0,22	0,13	0,51	0,16	0,16	0,17	0,12	Не опр.	
H_2O	0,54	0,41	0,39	0,15	0,06	0,24	0,08	0,08	0,08	0,05	0,15	7,22
Сумма	100,38	100,06	99,47	100,71	99,83	99,24	101,24	99,50	100,50	100,96	100,91	99,49

1 — йолит (исходный); 2 — анкеритизированный ийолит; 3, 4 — анкеритовый карбонатит по ийолиту; 5 — авгит-диопсидовый карбонатит (исходный); 6 — анкеритизированный авгит-диопсидовый карбонатит; 7 — анкеритовый карбонатит по авгит-диопсидовому; 8 — диопсидовый карбонатит (исходный); 9 — анкеритизированный диопсидовый карбонатит; 10 — анкеритовый карбонатит по диопсидовому; 11 — пироксенит; 12 — альнёит.

Анализы выполнены в лаборатории СибГЕОХИ, аналитик Г. С. Гормашева.

провождается одновременным увеличением содержаний магния и кальция за счет уменьшения количества кремния, алюминия и щелочей; 4) содержание железа в процессе анкеритизации может как возрастать, так и уменьшаться в зависимости от состава исходных пород. Таким образом, процесс карбонатитообразования на всем протяжении остается процессом десиликации и выноса глинозема, но если первые три стадии характеризовались главным образом кальциево-карбонатным замещением, то IV стадию можно назвать стадией магнезиально-карбонатного метасоматоза.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТИТОВ IV СТАДИИ

При анализе закономерностей смены минеральных парагенезисов и изменения состава породообразующих и редкометальных минералов IV стадии можно видеть как черты сходства с более ранними образованиями, особенно с карбонатитами III стадии, так и ряд существенных различий. Как и в ранних карбонатитах, в образованиях IV стадии наблюдается, во-первых, влияние состава исходных пород на состав карбонатитов периферических частей тел и, во-вторых, наличие признаков зонального строения тел. К числу таких признаков относятся закономерное изменение состава породообразующих минералов и закономерная смена парагенезисов минералов от периферии к центру тел. Отличительными чертами карбонатитов IV стадии являются: 1) неустойчивость в

минеральных парагенезисах слюд флогопит-биотитового состава и смена их альбитом; 2) появление в карбонатитах таких сравнительно низкотемпературных минералов, как гидрослюды и гидрохлориты; 3) отсутствие кальцита в значительной части образований IV стадии; 4) появление солей сильных кислот — флюорита и барита.

Влияние состава исходных пород прежде всего сказывается на количественных соотношениях минералов в периферических зонах карбонатитов IV стадии. В телах, развившихся по силикатным породам, карбонатиты содержат много темноцветных минералов; разности, заместившие ранние карбонатиты, значительно более лейкократовые, причем и в них количество силикатов зависит от типа исходного карбонатита. Кроме того, наблюдается изменение состава минеральных парагенезисов в зависимости от щелочности исходных пород. Так, в периферических частях тел массива 1, развившихся по ийолитам и породам более высокой щелочности (нефелин-пироксеновым, пироксеновым, пикритовым порфиритам, карбонатитам I и II стадий) присутствует магнезиоарфведсонит-рибекит, который в контактах с нефелиновыми сиенитами и более кислыми породами (фениты, карбонатиты III стадии) сменяется эгирином. Судя по парагенетической диаграмме III стадии, это является следствием понижения щелочности системы. Очевидно, в этом случае снижение щелочности карбонатитовых систем связано с изменением состава и щелочности исходных пород. Исчезновение магнезиальной слюды из парагенезисов и появление вместо нее альбита в ассоциации с доломитом может быть следствием как снижения температуры (Коржинский, 1953), так и уменьшения щелочности (Маракушев, 1965). Вероятно, действовали оба фактора: падение температуры от III стадии к IV и сопровождавшее его снижение щелочности.

Весьма интересными являются проблема роли кальцита и вопрос об изохоричности систем IV стадии. В анкеритовых карбонатитах кальцит отсутствует. Здесь породообразующие карбонаты представлены одним минералом ряда доломит — анкерит. Большое количество пустот может указывать на то, что система перестает быть изохорической, и в ней исчезает вполне подвижный избыточный минерал. В анкеритизированных карбонатитах кальцит присутствует постоянно и часто играет значительную и даже главную роль в составе пород. Возникает вопрос, присутствует ли кальцит в этих образованиях как реликтовый минерал или он сохраняет свою роль избыточного вполне подвижного минерала, т. е. входит в состав парагенетической ассоциации? С одной стороны, между кальцитом и анкеритом обычно наблюдаются коррозионные взаимоотношения и кальцит присутствует в анкерите в виде явных реликтов. С другой стороны, в процессе анкеритизации наблюдается перекристаллизация кальцита, а также распад его твердых смесей с выделением железа в виде пыли гематита. Это позволяет предположить, что в условиях формирования зон анкеритизации кальцит сохраняет свою устойчивость и является равновесным членом парагенетических ассоциаций. Косвенным подтверждением такого предположения является увеличение содержания кальция в зонах анкеритизации по сравнению со многими исходными породами. Отсутствие пустот в анкеритизированных карбонатитах в отличие от анкеритовых также подтверждает такое предположение. Скорее всего, формирование анкеритизированных карбонатов происходило в условиях изохорической системы с избыточным вполне подвижным кальцитом. Ближе к внутренним частям тел кальцит теряет устойчивость и исчезает из парагенезисов, поэтому система, в которой образуются анкеритовые карбонатиты, уже не является изохорической.

Это определяет ряд различий в смене парагенезисов. В анкеритизированных карбонатитах характер изменения парагенезисов от периферии ореола к границе с анкеритовыми карбонатитами в общем такой же, как

и в карбонатитах II стадии: происходит возрастание железистости амфиболов, сменяющихся эгирином на границе с анкеритовыми карбонатитами. Это может свидетельствовать о том, что в телах IV стадии, так же как и в III стадию, происходило возрастание активности углекислоты и кислотности растворов от периферии к центру тел. Подтверждением того, что в этом направлении меняется не только химический потенциал углекислоты, но и кислотность, служит уменьшение содержания натрия в амфиболах, связанное с увеличением роли магнезиорибекитовой составляющей относительно магнезиоарфведсонитовой.

В анкеритовых карбонатитах, где нет кальцита, характер реакций меняется и становится вполне закономерной смена эгирина арфведсонитом с одновременным возрастанием железистости карбоната от периферических частей к осевым, как это наблюдается в массиве 3. Действительно, в реакции

$$\text{Эгирин} + \text{доломит} \rightleftarrows \text{арфведсонит } (\text{с } f < 80) + \text{анкерит}$$

возрастание кислотности сдвигает равновесие вправо, как это видно из уравнения

$$4m\,NaFeSi_2O_6 + (4 - n + m)\,CaMgCO_3 \rightleftarrows m\,Na_3Mg_{5-n}Fe_nSi_8O_{22}(OH)_2 + \\ + (4 - n)\,CaMg_{1-m}Fe_m(CO_3)_2 + m\,Na^+ + m\,Ca^{2+} + 2m\,CO_2 + 0{,}75m\,O_2 + \\ + 0{,}5m\,H_2O - 3m\,H^+.$$

Из этого уравнения также следует, что возрастание активности углекислоты должно препятствовать смещению равновесия вправо. Вероятно, в массиве 3 в IV стадию не происходило возрастания активности углекислоты от периферии к осевым частям тел или, если оно и происходило, его влияние сказывалось меньше, чем действие возрастающей кислотности. Снижение кислотности в периферических частях тел обусловлено влиянием исходных пород, среди которых ведущую роль играют ранние карбонатиты. Отсутствие в осевых частях тел массива 1 арфведсонита позволяет предположить, что здесь влияние изменения щелочности было подавлено действием возрастающего химического потенциала углекислоты. Подтверждением существенной роли активности углекислоты при смене парагенезисов анкеритовых карбонатитов массива 1 можно считать также и характер изменения минерального состава карбонатитов в телах, развивающихся по силикатным породам. В периферических частях таких тел в парагенезисе с амфиболом широко развит гематит, исчезающий с появлением эгирина. В этом случае, видимо, реакция происходит по схеме

$$\text{Магнезиорибекит} + \text{гематит} \longrightarrow \text{эгирин} - \text{анкерит}.$$

Как видно из уравнения

$$8Na_2Mg_{5-n}Fe_nSi_8O_{22}(OH)_2 + (21 - 5n)Fe_2O_3 \rightleftarrows 32NaFeSi_2O_6 + \\ + (50 - 10n)\,CaMg_{0,8}Fe_{0,2}(CO_3)_2 - 16Na^+ - (50 - 10n)\,Ca^{2+} - (100 - 20n)\,CO_2 - \\ - (50 - 10n)\,H_2O + (6{,}5 - 2{,}5n)\,O_2 + (116 - 20n)\,H^+,$$

увеличение кислотности сдвигает равновесие этой реакции влево, а возрастание активности углекислоты — вправо. Таким образом, смена парагенезисов в анкеритовых карбонатитах массива 1 подтверждает предположение, что в этом массиве влияние возрастания активности углекислоты по мере приближения к осевым частям тел сказывалось сильнее, чем снижение кислотности за счет взаимодействия с исходными породами.

Смена парагенезисов и изменение состава минералов, свидетельствующие о повышении щелочности растворов от центра к периферии, наблюдаются почти во всех телах карбонатитов IV стадии. Только в те-

лах, заместивших существенно кварцевые сланцы, оптические свойства и, видимо, состав пироксенов и анкерита одинаковы в периферических и осевых частях. Последнее указывает на то, что щелочность исходных карбонатитообразующих растворов IV стадии была ниже, чем щелочность растворов более ранних стадий, и не отличалась от щелочности серицито-кварцевых сланцев.

Закономерная смена гематита и магнетита в периферических частях тел сульфидами во внутренних свидетельствует о том, что к внутренним частям тел, как и в III стадию, возрастала активность серы. Кроме того, в анкеритовых карбонатитах наблюдаются вариации в составе, которые можно объяснить изменением окислительного потенциала. Выше отмечалось, что гематит характерен для анкеритовых тел, приуроченных к зонам тектонических нарушений. В телах, расположенных вне этих зон, в краевых частях присутствует магнетит, к центру сменяющийся пиритом. Видимо, в зонах тектонических нарушений карбонатиты развивались в условиях более высокого окислительного потенциала, по сравнению со спокойными участками. Очевидно, именно высокий окислительный потенциал послужил причиной того, что в телах с гематитом карбонат значительно менее железистый, чем в остальных случаях, несмотря на то что общее содержание железа в породах не изменяется.

Результаты парагенетического анализа образований IV стадии приводят к следующим выводам.

1. Как и в более ранних образованиях, среди карбонатитов периферических зон IV стадии выделяются фации по исходным породам. В первую очередь это фации состава, в которых состав исходных пород определяет количественные соотношения силикатов и карбонатов. Кроме того, это могут быть фации щелочности, с различными минеральными парагенезисами.

2. В телах карбонатитов IV стадии наблюдается фациальная зональность: а) зоны анкеритизации представляют собой изохорическую фацию, анкеритовые карбонатиты — неизохорическую; б) от периферии к центру тел наблюдается последовательная смена парагенезисов, отвечающих фациям возрастающей кислотности, активности углекислоты и серы. Только когда исходными породами служат существенно кварцевые сланцы, внутренние и внешние зоны являются фациями одной щелочности.

3. В зависимости от тектонических условий возникают участки, в которых карбонатиты являются фациями различного окислительного потенциала.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ IV СТАДИИ

Редкометальные минералы в анкеритовых и анкеритизированных карбонатитах можно разделить на две группы: 1) минералы ниобия, циркония и титана и 2) минералы редких земель. Минералы первой группы представлены колумбитом, пирохлором, ферсмитом, цирконом, ильменитом, рутилом и анатазом.

Пирохлор развивается главным образом в зонах анкеритизации в краевых частях тел анкеритовых карбонатитов или в мелких анкеритовых телах, окружающих крупные. Он образует мелкие округлые или идиоморфные зерна, примерно с равным развитием граней куба и октаэдра, реже — кубические или октаэдрические. Цвет пирохлора светлый, кремовый или серый, блеск перламутровый. По данным В. С. Гайдуковой, удельный вес этого пирохлора $d=3{,}8—4{,}0$, показатель преломления $N=2{,}08$, минерал всегда кристаллический, размер элементарной ячейки $a_0=10{,}41—10{,}43$ kX (Гайдукова, Здорик, 1962). По содержанию элемен-

тов в группе Б пирохлор из карбонатитов IV стадии обычно мало отличается от пирохлора III стадии (табл. 37). В. С. Гайдуковой установлено, что для позднего пирохлора характерно повышенное содержание фтора и воды. Кроме того, отмечено появление в анкеритовых карбонатитах октаэдрических очень рыхлых пористых зерен светлого розово-кремового пирохлора, отличительной особенностью которого являются отсутствие натрия, резко пониженное содержание кальция, высокая степень гидратации, присутствие значительных количеств стронция и бария и необычно большой размер элементарной ячейки (a_0=10,47 kX). Для переотложенного пирохлора характерна тесная ассоциация с апатитом. Пирохлор почти всегда располагается в скоплениях и полосах карбонат-апатита, причем по мере увеличения количества апатита увеличивается и содержание пирохлора. В краевых частях крупных анкеритовых тел и в мелких анкеритовых телах установлена четкая положительная корреляционная связь между содержанием ниобия и содержанием фосфора с коэффициентом корреляции, равным 0,65—0,80.

Колумбит — наиболее характерный продукт изменения пирохлора при наложении процессов IV стадии. Колумбитизация пирохлора подробно описана В. С. Гайдуковой и другими исследователями (Гайдукова, 1960; Жабин, Гайдукова, 1962; James, Mokie, 1958). Колумбит никогда не образует идиоморфных кристаллов и всегда наблюдается в виде псевдоморфоз по пирохлору, гатчеттолиту или ферсмиту. Размеры, форма выделений и распределение колумбита почти полностью определяются размерами, формой выделений и распределением пирохлора и гатчеттолита в породах, служивших субстратом при развитии анкеритизации. Замещение пирохлора начинается с появления тонких просечек колумбита вдоль трещин в зернах пирохлора, а иногда — «рубашки» колумбита вокруг зерен пирохлора. По мере усиления процесса колумбит образует петельчатую сеть, в ячейках которой располагаются реликты пирохлора, иногда окруженные каемками ферсмита. Наконец возникает пористая псевдоморфоза октаэдрической формы, сложенная тонкозернистым колумбитом. По химическому составу колумбит является почти чистым соединением железа и ниобия, он содержит небольшое количество марганца и очень мало тантала, тория и урана. Количество последних несколько возрастает только в псевдоморфозах по гатчеттолиту (см. табл. 37, 38).

Ферсмит наблюдается в мелкозернистых анкеритовых карбонатитах только как продукт изменения пирохлора и гатчеттолита. Он замещает эти минералы, образуя кубические и октаэдрические псевдоморфозы, сложенные агрегатом мельчайших шестоватых кристаллов. Ферсмит детально изучен В. С. Гайдуковой (Гайдукова, Здорик, 1962). По ее данным цвет его бурый, твердость 5—7, светопреломление Ng=2,13, Nm=2,04, Np=1,98. Минерал оптически положительный, отражательная способность его 14,4%. По химическому составу он отличается от уральского ферсмита только отсутствием редких земель (см. табл. 52). Ферсмит, развивающийся по гатчеттолиту, отличается от ферсмита, развивающегося по пирохлору, несколько более высоким содержанием тантала и тория (см. табл. 37, 38). Следует отметить, что пирохлор, колумбит и ферсмит характерны только для анкеритизированных карбонатитов и для мелкозернистых анкеритовых карбонатитов мелких тел или периферических частей крупных. В мелкозернистых анкеритовых карбонатитах внутренних частей крупных тел этих минералов нет, как же как и в крупнозернистых анкеритовых карбонатитах.

Ко второй группе относится целый ряд редкоземельных карбонатов, фторкарбонатов и фосфатов, последовательно сменяющих друг друга в образованиях IV стадии. Иногда наблюдается закономерная смена этих минералов в пространстве от периферических к центральным частям

крупных тел. Т. Б. Здорик подробно прослежена последовательная смена таких минералов во времени на протяжении всего периода формирования карбонатитов IV стадии, с образованием псевдоморфоз одного редкоземельного минерала по другому (Здорик, 1966_1).

В массиве 1 в зонах анкеритизированных карбонатитов чаще всего присутствует монацит, иногда, по данным М. Л. Соминой (1966), вблизи границ с анкеритовыми карбонатитами он сменяется анкилитом. В анкеритовых карбонатитах, как правило, распространен паразит. Только в отдельных случаях в пустотах крупнозернистых анкеритовых карбонатитов М. Л. Семиной отмечен бастнезит. В массиве 3, по данным Т. Б. Здорик, в зонах анкеритизации наблюдается бербанкит. В анкеритовых карбонатитах он последовательно сменяется карбоцернаитом, анкилитом и бастнезитом, которые образуют самостоятельные скопления или входят в состав псевдоморфоз по бербанкиту, причем иногда наблюдается замещение анкилита бастнезитом.

В массиве 2 А. Я. Волженковой также отмечена смена бербанкита в зонах анкеритизации анкилитом в анкеритовых карбонатитах. В центральных частях анкеритовых тел присутствует бастнезит.

Монацит встречается в интенсивно анкеритизированных карбонатитах массива 1, преимущественно вблизи крупных тектонических нарушений. Он образует пластинчатые и шестоватые кристаллы, часто двойники и тройники размером 0,2 *мм* и мельче, иногда мелкозернистые сростки неправильной формы. Цвет монацита медово-желтый, розовато-желтый и розовый. Монацит имеет малый угол оптических осей, $c : Ng = 3°$, $Ng = 1{,}84$. Специфическая особенность монацита — низкое

Таблица 56

Состав редкоземельных минералов из карбонатитов IV стадии

Компоненты	1	2	3	4	5
CaO	10,25	12,38	19,27	2,41	15,12
TR_2O_3	62,00	20,00	17,06	63,70	14,50
SrO	—	16,60	16,33	—	12,43
BaO	—	5,49	2,50	—	8,39
Fe_2O_3	0,31	0,24	0,49	0,84	0,23
MgO	Не обн.	0,14	4,29	1,57	—
MnO	Следы	—	—	—	—
Al_2O_3	—	0,41	0,31	0,35	0,91
Na_2O	—	11,62	2,43	—	10,50
CO_2	22,87	32,40	36,82	20,40	35,71
H_2O^+	—	—	0,50	2,54	1,81
H_2O^-	0,30	—	Не обн.	—	—
F	8,29	—	0,004	—	—
TRO_2	—	—	Не обн.	5,36	—
P_2O_5	—	—	—	0,57	—
SiO_2	—	0,16	Не обн.	1,00	—
Сумма (с поправкой на F)	99,22	99,70	100,21	99,22	99,60

1—паризит из массива 1; 2—бербанкит; 3—карбоцернаит; 4—анкилит из массива 3 (Здорик, 1956_2); 5—бербанкит из массива 2 (по материалам А. Я. Волженковой).

содержание в нем тория. Он представляет собой почти чистый фосфат редких земель: $ThO_2 < 0{,}5\%$, $SiO_2 < 1\%$ (табл. 56). Состав редких земель, входящих в монацит, приведен в табл. 54.

Паризит в массиве 1 — наиболее распространенный редкоземельный минерал. Он присутствует в мелкозернистых и крупнозернистых анкеритовых карбонатитах и иногда даже отмечается в анкеритизированных зонах. Количество его варьирует от десятых долей процента до целых процентов, достигая в отдельных участках крупнозернистых анкеритовых карбонатитов 10% и более. Паризит образует тонкозернистые скопления и сростки таблитчато-призматических кристаллов. Тонкозернистые агрегаты паризита располагаются вдоль границ анкеритовых зерен, часто в тесном срастании с альбитом и эгирином. Иногда тонкие призмы паризита заключены между кристаллами эгирина, образуя плотный игольчато-шестоватый агрегат. Хорошо оформленные идиоморфные кристаллы паризита размером от 0,1 до 2 *мм* и более встречаются главным образом в

Таблица 57

Состав редких земель в редкоземельных минералах карбонатитов IV стадии (в % от Σ TR)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
La	31,2	31,4	35,3	35,8	43	44,5	39,3	42,40
Ce	47,5	49,8	51,0	52,0	42,2	44,5	45,0	39,60
Pr	4,8	4,7	3,4	3,2	3,2	2,6	4,1	2,60
Nd	14,9	14,2	9,3	8,5	10,7	7,6	15,0	13,20
Sm	1,5	—	1,0	0,5	0,7	0,73	—	1,20
Gd	—	—	—	—	—	0,71	—	—

2—монациты; 3,4—паризиты из массива 1; 5—бербанкит; 6—карбоцернаит; 7—бастнезит массива 3 (Здорик, 1966; 8—бастнезит массива 2.
Анализы обр. 1—4 и 8 выполнены в лаборатории ГЕОХИ, аналитик Н. В. Туранская.

пустотах. Они чаще всего имеют пластинчатую форму вследствие сочетания сильно развитого базопинакоида и нескольких слабо развитых тригональных дипирамид. Промежутки между кристаллами паризита в пустотах часто выполнены сфалеритом или кварцем. Изредка агрегаты паризита располагаются в скоплениях хлорита или гидрослюд, при этом вокруг них наблюдаются плеохроичные ореолы. В скоплениях паризит чаще всего окрашен в буровато-красный цвет, в идиоморфных кристаллах он обычно медово-желтый, иногда слегка зеленоватый или розоватый. Под микроскопом видно, что бурые и розовые окраски паризита появляются в тех случаях, когда его кристаллы сильно замутнены тончайшей пылью гематита. Удельный вес паризита 4,16. Состав его приведен в табл. 56, спектральный анализ показал присутствие в паризите 0,01% тория. Паризит содержит редкие земли цериевой группы, состав которых показан в табл. 57.

Бербанкит в массиве 2 встречен в тонких анкеритовых прожилках, рассекающих кальцитовые карбонатиты. В массиве 3 бербанкит распространен в зонах анкеритизации и в самых внешних частях анкеритовых тел. Он образует призматические или конусообразные кристаллы с гексагональным сечением. Мелкие кристаллы часто срастаются в розетки или веерообразные скопления, реже встречаются прожилки мелкозернистого бербанкита (Здорик, 1962_2). Анализ бербанкита приведен в табл. 56, состав входящих в него редких земель показан в табл. 57.

Карбоцернаит образует псевдоморфозы по бербанкиту, сложенные пластинчатыми бесцветными кристаллами размером 0,5—1 *мм*. Твердость его равна 3, удельный вес $d=3{,}4$, блеск стеклянный. Минерал оптически двуосный, отрицательный. Светопреломление его $Ng=1{,}709$, $Np=1{,}670$, $2V=52°$, наблюдается сильная дисперсия $z>V$. Сингония минерала ромбическая, параметры элементарной ячейки $a_0=6{,}38\pm0{,}03$ kX, $b_0=7{,}29\pm0{,}05$ kX, $c_0=5{,}17\pm0{,}03$ kX (Здорик, 1966_2). Химический анализ карбоцернаита приведен в табл. 56, состав входящих в него редких земель показан в табл. 57.

Бастнезит в массиве 3 наблюдается в виде вкрапленности в мелкозернистых анкеритовых карбонатитах, а также в составе псевдоморфоз по бербанкиту, где он тесно ассоциируется с баритом или стронцианитом. Бастнезит образует изометричные скопления гексагональных кристаллов размером 0,1—0,8 *см*. В массиве 2 он образует тонкозернистые скопления розовой окраски и часто тесно срастается с хлоритом и альбитом. Реже встречаются его длиннопризматические кристаллы. Бастнезит массива 3, по описанию Т. Б. Здорик (1966_2), имеет цвет от медово-желтого до розовато-бурого; показатели преломления $Ng=1{,}800$, $Np=1{,}740$. Дебаеграмма минерала показывает сходство его структуры со структурой бастнезита, но его параметры ($a_0=7{,}10$ kX, $c_0=9{,}88$ kX, $c:a=1{,}39$) отличаются от параметров эталонных образцов ($a_0=7{,}103$ kX, $c_0=9{,}74\pm0{,}009$ kX, $c:a=1{,}37$), что Т. Б. Здорик объясняет повышенным содержанием тория. Химический анализ бастнезита приведен в табл. 56, состав входящих в него редких земель показан в табл. 57.

Глава 5

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ

Приведенный материал достаточно убедительно показывает, что изученные карбонатиты образовались путем замещения различных пород. Структурные особенности карбонатитов III и IV стадий — безусловное свидетельство метасоматического способа их образования. Только для карбонатитов I и II стадий возможно предположение о возникновении их путем магматического замещения, т. е. с участием карбонатитового расплава.

Можно, конечно, допустить, что карбонатитовый расплав, имеющий состав мономинеральных кальцитовых карбонатитов, в результате взаимодействия с силикатными породами обогащался составляющими их компонентами, превращался в силикатно-карбонатный, и при кристаллизации такого расплава возникал ряд разновидностей карбонатитов, содержащих силикаты.

Однако такому предположению противоречат как геологические наблюдения, так и экспериментальные данные.

Структурные особенности карбонатитов I и II стадий свидетельствуют о росте слагавших их минералов в твердой среде. Даже если допустить, что появление таких структур — результат автометасоматической перекристаллизации после затвердевания расплава, богатого летучими компонентами, все равно минеральные ассоциации карбонатитов представляют собой парагенезисы, формирующиеся в условиях равновесия между твердой фазой породы и флюидной фазой остаточного раствора, т. е. по существу представляют собой метасоматические образования. Но даже и такое предположение маловероятно, так как в карбонатитах не найдено следов каких-либо первичных структур. В карбонатитах изученных массивов отсутствуют также структуры, характерные для карбонатсодержащих даек, относимых А. Г. Жабиным к магматическим образованиям (Жабин, 1967$_{1, 2}$).

Экспериментальные исследования условий кристаллизации в системе $CaO—SiO_2—CO_2—H_2O$ (Wyllie, Haas, 1965) показывают, что при сравнительно низких температурах (637—677° С) происходит кристаллизация расплавов с очень низким содержанием SiO_2 (0—3%). Увеличение количества SiO_2 до 5—7% повышает температуру кристаллизации до 860°. Таким образом, обогащение карбонатного расплава силикатным материалом должно привести к резкому возрастанию температур кристаллизации этого расплава и способствовать быстрому затвердеванию. Это не могло не отразиться на специфике структур образующих пород. Между тем никаких принципиальных различий в структурах карбонатитов, связанных с изменением количества силикатного материала, не наблюдается.

Высказанные соображения не оставляют сомнений в том, что карбонатиты изученных массивов являются метасоматическими образования-

ми. Такое предположение отнюдь не исключает возможности существования других карбонатитов, кристаллизовавшихся из расплава.

При изучении условий образования метасоматических карбонатитов естественный интерес вызывают следующие вопросы.

1. При каких температурах и давлениях происходил метасоматоз?
2. Какой состав имел поступавший материал и каково было его состояние?
3. Что могло явиться источником такого рода материала?

При решении этих вопросов существенную помощь могут оказать анализ геологических условий формирования изученных массивов, сведения о включениях в минералах карбонатитов, а также экспериментальные данные по устойчивости минералов карбонатитов в разных условиях.

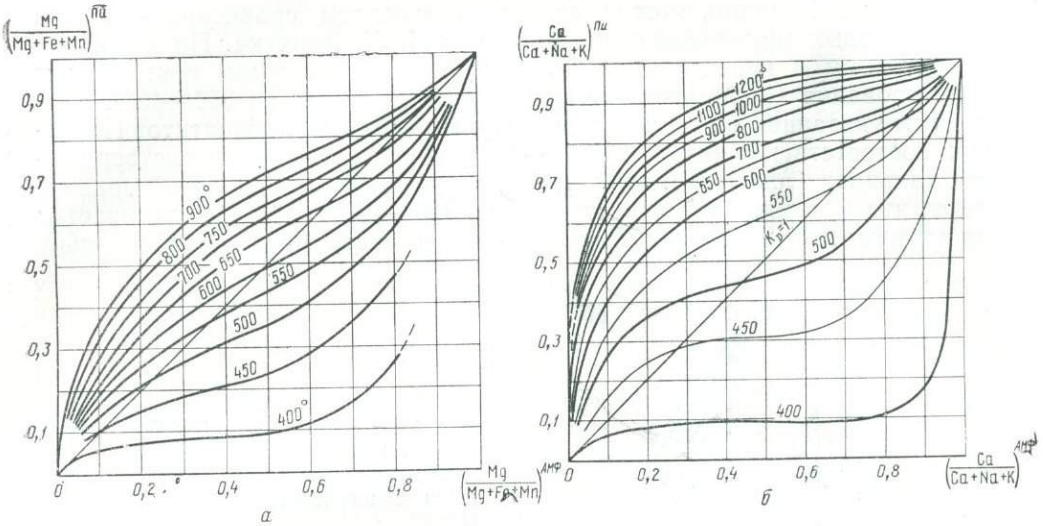
Результаты определения температур гомогенизации и разрушения газово-жидких включений в минералах карбонатитов (см. табл. 58) показывают, что для карбонатитов двух ранних стадий полученные значения температур находятся в интервале 450—550°. Так как температуры гомогенизации газово-жидких включений, определяемые без учета возможных давлений, как правило, являются заниженными по сравнению с температурами образования минералов (Наумов и др., 1966), можно предполагать, что верхняя температурная граница формирования карбонатитов находится в интервале 550—650°.

Присутствие в карбонатитах I стадии периклаза служит подтверждением сравнительно высоких температур формирования этих образований. Экспериментальные данные Г. Кеннеди (Kennedy, 1956) показывают, что в присутствии водяного пара периклаз устойчив при температурах выше 450°, причем температура равновесного перехода $MgO+H_2O \rightarrow Mg(OH)_2$ зависит от давления. Даже если считать, что давление водяного пара при формировании карбонатитов не превышало 1000 *атм*, для существования устойчивого периклаза необходима температура 600° и выше. На высокие температуры формирования карбонатитов I стадии указывает и присутствие в зонах метасоматитов устойчивых парагенезисов калиевый полевой шпат+кальцит и нефелин+кальцит. Экспериментально установлено, что нефелин в условиях щелочно-карбонатного метасоматоза устойчив при температурах выше 550°, а калиевый полевой шпат, содержащий менее 30% альбитовой составляющей, устойчив при температурах выше 600° (Иванов, 1961; 1962$_{1,2}$). Все эти данные позволяют

Таблица 58

Температуры разрушения и гомогенизации газово-жидких включений в минералах карбонатитов

Район, массив	Тип карбонатита	*t, град*	Тип включений	Автор
Кольский полуостров	Кальцитовые карбонатиты II стадии	450—550	Включения в апатите	Данные Ю. Л. Капустина
	Кальцитовые карбонатиты (стадия не указана)	400—450	То же	Кухаренко, Донцова, 1962, Сомина, 1966
Гулинская интрузия	Кальцитовые карбонатиты	260—340	Включения в кальците	Евзикова, Москалюк, 1964
	То же	200—240		
	» »	100—140		
Кольский полуостров	Доломит-анкеритовые карбонатиты	100—300	Не указано	Сомина, 1966
Восточный Саян	То же	80—300	То же	



Фиг. 52. Пироксен-амфиболовые геотермометры (по Л. Л. Перчуку, 1968)

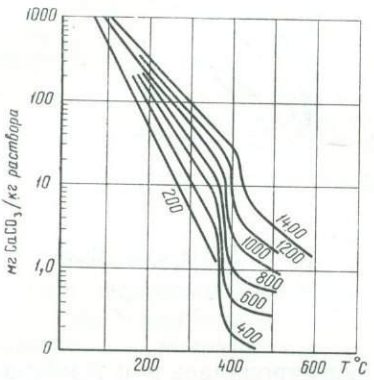
а — для случая x_{Mg}=Mg : (Mg+Fe+Ca), *б* — для случая *x*=Ca : (KA+K+Na)

считать, что карбонатиты I стадии формировались при температуре 550—650°. Предположение о таких высоких температурах формирования карбонатитов I стадии подтверждается при сопоставлении составов сосуществующих слюд и пироксенов с диаграммами Л. Л. Перчука (фиг. 52). По его пироксен-биотитовому геотермометру температура формирования карбонатитов I стадии определяется в 630—680°.

Карбонатиты II стадии, видимо, являются несколько более низкотемпературными. Отсутствие в парагенезисе с кальцитом нефелина позволяет считать температуру 550° вероятной верхней температурной границей этих образований. Появление вместо канкринита альбит-мусковитового агрегата свидетельствует о падении температуры ниже 500° (Иванов, 1962$_1$). Нижняя граница температурного интервала образований II стадии определяется присутствием в них устойчивого форстерита. Экспериментальные исследования (Bowen, Tuttle, 1949) показали, что переход форстерита в серпентин в результате реакции форстерит $+H_2O\rightarrow$ $\rightarrow$брусит+серпентин при разных давлениях водяного пара (500—3000 *атм*) происходит в сравнительно узком температурном интервале — 410—425°. Таким образом, присутствие устойчивого форстерита позволяет считать температуру 425° нижней температурной границей образований II стадии. Подтверждением того, что интервал 430—520° является наиболее вероятным температурным интервалом формирования карбонатитов II стадии, служит сравнение составов сосуществующих пироксенов, слюд и амфиболов из этих образований с диаграммами Л. Л. Перчука, по которым температуры образования сосуществующих пар темноцветных минералов ложатся в интервал 450—500°.

Резкая смена безводных высокотемпературных минералов I и II стадий водными, сравнительно низкотемпературными, в III стадию свидетельствует о дальнейшем снижении температуры. Интенсивное замещение в III стадию форстерита серпентином дает основание считать, что температура формирования образований III стадии была ниже 400°. Присутствие в парагенезисе с серпентином таких сравнительно высокотемпературных минералов, как флогопит, фторапатит и пирохлор, позволяет предположить, что температура образований III стадии не опускалась ниже 300°. Подтверждением того, что интервал 300—400° является наиболее вероятным температурным интервалом формирования кар-

бонатитов III стадии, можно считать результаты сравнения составов темноцветных минералов с диаграммами Л. Л. Перчука. По пироксен-биотитовому и пироксен-амфиболовому геотермометрам температуры формирования карбонатитов III стадии определяются в 350—400°. Косвенным указанием на то, что температуры развития карбонатитов III стадии соответствуют интервалу 300—400°, являются данные по растворимости кальцита (Sharp, Kennedy, 1965). Результаты исследований показывают, что в температурном интервале 330—420° резко увеличивается растворимость кальцита в углекисло-водной среде (фиг. 53). Поскольку



Фиг. 53. Растворимость $CaCO_3$ в водных растворах, содержащих 0,4 вес. % CO_2 при изменении температуры и давления (бары)

в I и II стадии в карбонатитах устойчив кальцит, а в IV стадию он исчезает, сменяясь железисто-магнезиальными карбонатами, можно предположить, что температурный перепад между II и IV стадиями соответствует температурному интервалу перегиба в изолиниях растворимости кальцита.

Карбонатиты IV стадии являются наиболее низкотемпературными. Появление в них таких минералов, как гидрослюды, гидрохлориты, клейофан и марказит, указывает на сравнительно низкие температуры формирования этих образований. В то же время, устойчивость таких минералов, как альбит и эгирин, не позволяет предположить, что температуры формирования карбонатитов IV стадии были ниже 200°. Эксперименты показали, что в условиях щелочно-карбонатного метасоматоза эгирин устойчив при температурах выше 250° (Александров, 1962; 1963), а альбит — при температуре выше 230° (Иванов, 1962_1). Принимая во внимание эти данные, можно считать, что развитие процессов IV стадии в основном происходило в интервале температур 230—300°.

О величине давления в процессе формирования карбонатитов можно судить только предположительно. Е. М. Эпштейн, на основании анализа геологического положения массива 3, пришел к выводу, что расстояние наблюдаемого эрозионного среза от поверхности в период формирования карбонатитов составляло 7—10 *км*. А. А. Фролов для массива 1 предполагает меньшие глубины формирования, порядка 4—5 *км*. Для таких глубин величина литостатического давления составляет 1000—2500 *атм*. Поскольку все массивы расположены в тектонических узлах, вероятно, кроме литостатического давления в породах массивов возникали ориентированные напряжения, так что общая величина давления на твердую фазу могла быть значительно больше указанной величины литостатической нагрузки. Карбонатитообразующие растворы вряд ли имели давление, соответствующее литостатической нагрузке. Следует иметь в виду, что развитие карбонатитов четко контролируется системами трещин. В массиве 1, например, по мнению А. А. Фролова (Фролов, Эпштейн, 1962), поступление растворов в I стадию контролировалось системой многочисленных трещин, возникших при формировании трубки взрыва,

выполненной кимберлитоподобными породами. В таких трещиноватых зонах и участках естественно предположить пониженное давление раствора (по сравнению с литостатическим на той же глубине), вряд ли превышающее 2000 *атм*. Давление карбонатитообразующих растворов могло быть достаточно разнообразным и широко меняться во времени и в пространстве даже в пределах одного массива.

В условиях высоких температур I и II стадий поступавшие растворы должны были находиться в надкритическом состоянии. Экспериментальные данные (Малинин, 1959; Tanckenaeshi, Kennedy, 1964) показывают, что при высоких температурах наблюдается полная смесимость воды и углекислоты. Поэтому в ранние стадии карбонатитообразования поступавший флюид, видимо, представлял собой гомогенную углекисло-водную паровую фазу, содержавшую какое-то количество других компонентов.

Специфика структур ранних карбонатитов свидетельствует о сравнительно низкой плотности этой фазы. Резкое изменение структур карбонатитов в III стадию, иной характер карбонатизации, а также сама величина температур формирования позволяют предположить, что снижение температуры от II к III стадии приводит к переходу через критическую точку, и в III стадию карбонатитообразующий раствор уже двухфазный, газово-жидкий.

На протяжении всего карбонатитового процесса раствор был существенно водным, углекислота в нем присутствовала в подчиненных количествах. На это указывают некоторые особенности минеральных парагенезисов карбонатитов. В карбонатитах I стадии нет доломита, но присутствуют периклаз и кальцит. Согласно экспериментальным данным (Harker, Tuttle, 1955), равновесие в реакции $CaCO_3+MgO+CO_2 \rightleftarrows CaMg(CO_3)_2$ при температуре 600° соответствует давлению CO_2, равному 30 *атм*. Отсутствие доломита в карбонатитах I стадии свидетельствует о том, что давление углекислоты при формировании периклазсодержащего карбонатита было меньше 30 *атм*. Если принять интервал 300—2000 *атм* как возможный интервал давлений флюидной фазы при формировании карбонатитов I стадии, и учесть, что, согласно экспериментальным данным (Walter, 1963), коэффициент активности углекислоты в смеси вода+углекислота при высоких температурах (600—700°) и низких концентрациях углекислоты (7 мол.%) почти втрое больше коэффициента активности чистой углекислоты, то максимальная концентрация углекислоты в карбонатитообразующем растворе не должна превышать 3 мол.%. Отсутствие волластонита в карбонатитовых парагенезисах признак того, что давление углекислоты было больше величины, определяющей равновесие

$$3CaSiO_3 + Mg_2SiO_4 + CO_2 \rightleftarrows 2CaMgSi_2O_6 + CaCO_3.$$

Термодинамический расчет этой реакции обычным способом (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961) с использованием данных, приведенных в табл. 59, показывает, что при температуре 600° это равновесие устанавливается при давлении CO_2, равном 1 *атм*. Поскольку это равновесие сдвинуто вправо, можно считать одну атмосферу нижним пределом величины фугитивности углекислоты в карбонатитообразующих растворах I стадии. Соответственно, концентрация в 0,1 мол.% CO_2 будет нижним пределом концентрации углекислоты в карбонатитообразующем растворе.

В карбонатитах III стадии массива 3 наблюдался переход серпентина в тальк в результате реакции

$$Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 3CaCO_3 + 3CO_2 \rightleftarrows Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CaMg(CO_3)_2 + 3H_2O.$$

Таблица 59

Термодинамические константы веществ, использованные при расчетах (Карпов и др., 1968)

Минерал	Формула	ΔH°_{298}	ΔZ°_{298}	S°_{298}	$C_p = a + bT - cT^{-2}$		
					a	$b \cdot 10^3$	$c \cdot 10^{-5}$
Кальцит	$CaCO_3$	—288,45	—269,78	22,2	24,98	5,24	6,20
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	—572,16	—513,70	37,09	46,27	14,60	11,56
Форстерит	Mg_2SiO_4	—520,37	—491,9	22,75	35,81	6,54	8,52
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	—766,28	—724,592	34,2	52,87	7,84	15,74
Волластонит	$CaSiO_3$	—390,83	—370,415	19,6	26,64	3,60	6,52
Серпентин	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	—1042,87	—964,61	53,8	61,85	44,54	8,98
Тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	1415,22	—1324,34	62,33	84,58	41,68	17,96
Кварц	SiO_2	217,65	204,644	10,00	11,22	8,20	2,70
Периклаз	MgO	—143,80	—136,085	6,44	10,18	1,74	1,48
	CO_2 (газ)	—94,054	—94,265	51,07	10,55	2,16	2,04
	H_2O (пар)	—57,798	—54,636	45,11	7,20	2,7	—
	Ca^{2+}	—129,77	—132,80	—13,2	66		Для t=250°
	Mg^{2+}	—111,52	—108,76	—32,7	75		
	OH^-	—54,98	—37,595	2,52	—65		
	H^+	—	—	—	35		
	H_4SiO_4	—359,46	—312,64	—			

Расчет соотношения давлений воды и углекислоты, соответствующего равновесию в этой реакции, произведенный обычным методом с использованием данных, приведенных в табл. 59, дает следующие результаты:

t, *град*	$\lg f\,H_2O - \lg f\,CO_2$
400	1,43
500	1,88

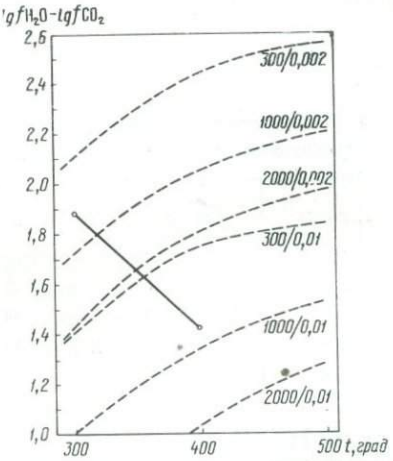
На графике (фиг. 54), построенном на основании данных об изменении коэффициента активности воды и углекислоты в зависимости от давления и температуры (Holser, 1954; Kennedy, 1954; Majumdar, Roy, 1956; Walter, 1963), видно, что в интервале давлений 300—2000 *атм* это соотношение соответствует концентрации углекислоты 0,1—1 мол.%.

Таким образом, карбонатиты формировались под воздействием углекисло-водного раствора, в котором концентрация углекислоты составила ~0,1—1 мол.%, т. е. углекислота присутствовала в резко подчиненном количестве.

Кроме данных о концентрации углекислоты в растворах, термодинамические расчеты позволяют получить представление о содержании в растворе ряда компонентов, входящих в состав главных породообразующих минералов карбонатитов. Структурные особенности карбонатитов свидетельствуют о том, что в процессе их формирования происходило неоднократное переотложение всех минералов, т. е. что для всех минералов характерны как явления растворения, так и явления отложения. Видимо, минералообразование карбонатитов происходило в условиях, весьма близких к равновесию между минералом и раствором. Поэтому представления о концентрациях компонентов в растворе можно получить путем расчета и сравнения констант растворимости отдельных минералов.

Из всех минералов, присутствующих в карбонатитах I и II стадий, надежные термодинамические константы определены для диопсида, форстерита, кальцита и периклаза, а из минералов III стадии — для серпентина, талька и доломита. Для этих минералов рассчитаны константы растворимости при температурах, соответствующих температурам их образования. Величины термодинамических констант, принятых при расчетах, приведены в табл. 59.

При расчете принят общий вид уравнений, включающий углекислоту только в виде CO_2, водяной пар, компоненты катионных группировок



Фиг. 54. Положение линии равновесия серпентин+кальцит⇄⇄тальк+доломит в зависимости от температуры и соотношения фугитивностей воды и углекислоты

Пунктирные линии — изоконцентраты CO_2 при разных давлениях:
$\frac{1000}{0{,}01} = \frac{\text{общее давление, } атм}{\text{концентрация } CO_2, \text{ мольн.доли}}$

в виде ионов (Ca^{2+} и Mg^{2+}), кремнекислоту в виде H_4SiO_4 и показатель щелочности в виде $(OH^-)/(H^+)$. Такой выбор показателя щелочности обусловлен тем, что для расчетов при высоких давлениях и температурах величиной pH пользоваться неудобно. Из-за резких колебаний константы диссоциации H_2O при разных температурах и давлениях pH для нейтральных растворов колеблется в широких пределах. Величина $(OH^-)/(H^+)$ дает более точное представление о щелочности раствора. В первом приближении можно принять, что при условии сохранения величины $(OH^-)/(H^+)$ постоянной, щелочность раствора не меняется, а степень изменения этой величины определяет степень изменения щелочности раствора. Были рассчитаны следующие уравнения реакций.

$$\text{Кальцит} - CaCO_3 \rightleftarrows Ca^{2+} + CO_2 + (OH^- - H^+)$$
$$\text{Диопсид} - CaMgSi_2O_6 + 4H_2O \rightleftarrows Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2H_4SiO_4 + 2(OH^- - H^+)$$
$$\text{Форстерит} - Mg_2SiO_4 + 2H_2O \rightleftarrows 2Mg^{2+} + H_4SiO_4 + 2(OH^- - H^+)$$
$$\text{Периклаз} - MgO \rightleftarrows Mg^{2+} + (OH^- - H^+)$$
$$\text{Доломит} - CaMg(CO_3)_2 \rightleftarrows Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_2 + 2(OH^- - H^+).$$

В результате расчета для каждой температуры были получены уравнения следующего вида

$$\lg K_{\text{кальцита}} = \lg [Ca^{2+}] + \lg [CO_2] + \lg [OH^-] - \lg [H^+]$$
$$\lg K_{\text{диопсида}} = \lg [Ca^{2+}] + \lg [Mg^{2+}] + 2\lg [H_4SiO_4] + 2\lg [OH^-] - 2\lg [H^+] - 4\lg [H_2O]$$
$$\lg K_{\text{форстерита}} = 2\lg [Mg^{2+}] + 2\lg (OH^-) - 2\lg (H^+) + \lg (H_4SiO_4) - 2\lg (H_2O)$$
$$\lg K_{\text{периклаза}} = \lg (Mg^{2+}) + \lg (OH^-) - \lg (H^+)$$
$$\lg K_{\text{доломита}} = \lg (Ca^{2+}) + \lg (Mg^{2+}) + 2\lg (CO_2) + 2\lg (OH^-) - 2\lg (H^+).$$

При расчете констант растворимости изменения теплоемкости в зависимости от температуры не учитывались из-за отсутствия соответствующих термодинамических данных. Сравнительные расчеты некоторых

уравнений с учетом и без учета теплоемкостей показали, что погрешность в расчетах без учета теплоемкостей не приводит к изменению порядка определяемых величин. Так как данные о величинах активностей компонентов, полученные в результате расчетов, принимаются как цифры, характеризующие лишь порядок этих величин, указанной погрешностью можно пренебречь. Расчет растворимости диопсида и форстерита произведен для минералов идеального состава $CaMgSiO_2$ и Mg_2SiO_4. Отклонения от идеального состава, особенно характерные для минералов I стадии, в приближенных расчетах подобного типа не имеют существенного значения (Olsen, 1963). Величины полученных констант растворимости (табл. 60) позволяют сопоставить изменение активностей ионов Ca^{2+} и

Таблица 60

Константы растворимости (к) минералов карбонатитов
(согласно приведенным в тексте уравнениями)

t, град	Кальцит	Диопсид	Форстерит	Периклаз	Доломит	Волластонит
600	8	$8 \cdot 10^{-37}$	$8 \cdot 10^{-25}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$	$1{,}6 \cdot 10^{-16}$
500	5	$2{,}5 \cdot 10^{-34}$	$4 \cdot 10^{-23}$	—	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	$2{,}5 \cdot 10^{-15}$
400	0,6	$3 \cdot 10^{-31}$	$2{,}5 \cdot 10^{-20}$	—	$3 \cdot 10^{-3}$	—
300	0,3	—	—	—	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	—

Mg^{2+}, а также H_4SiO_4 при образовании различных парагенетических ассоциаций в различных условиях. При сопоставлении учтено изменение фугитивности воды и углекислоты в зависимости от температуры, давления и концентрации углекислоты в смеси. Концентрация углекислоты принята равной 1 мол.%. Величина щелочности растворов I стадии, более щелочных, чем пироксениты, принята как $\lg(OH^-) - \lg(H^+) = 2{,}5$, что соответствует $pH = 8{,}3$ при нормальных условиях. Величина щелочности растворов IV стадии, близких по щелочности к породам кварц-серицитового состава, принята как $\lg(OH^-) - \lg(H^+) = 1$, что соответствует $pH = 7{,}5$ при нормальных условиях. Для II и III стадий величины щелочности приняты в интервале $\lg(OH^-) - \lg(H^+) = 2{,}5 - 1$.

Полученные при расчете величины активностей компонентов для разных стадий и парагенезисов приведены в табл. 61. По данным расчетов [1], формирование карбонатитов происходило при активности иона кальция, равной 10^{-4}—10^{-5}, активности иона магния 10^{-6}—10^{-9} и активности H_4SiO_4 10^{-9}—10^{-14}. Эти цифры [1] в известной мере характеризуют как состав поступавших растворов, так и характер изменения его состава по мере взаимодействия с породами.

Формирование карбонатитов происходит за счет пород с самым разнообразным содержанием кальция и во всех случаях интенсивность развития кальцита не зависит от содержания кальция в исходных породах. Поэтому можно считать, что полученная величина активности иона кальция характеризует активность иона кальция в поступавшем растворе. Расчетная величина константы диссоциации $Ca(OH)_2$ при заданной величине щелочности определяет соотношение $[Ca^{2+}]/[Ca(OH)_2]$ как близкое к единице. Видимо, активности молекулярных и ионных форм кальция в растворе близки и общая активность кальция в растворе имеет тот же порядок, что и активность иона кальция. Это косвенно подтверждается тем, что активность иона кальция по мере снижения температуры и увеличения щелочности меняется очень незначительно, меньше чем в 1,5 раза (см. табл. 61). Если бы концентрация ионов кальция состав-

[1] Все цифры выражены в молярностях: *г·ион* или *г·моль* на 100 *г* раствора.

ляла лишь незначительную часть общего содержания кальция в растворе, то при постоянной общей концентрации кальция увеличение констант диссоциаций по мере снижения температуры, а также уменьшение щелочности должны были бы повлечь за собой значительное увеличение активности ионов кальция за счет снижения активностей его молекулярных форм. Достоверность полученной величины концентрации кальция в растворе подтверждается экспериментальными данными. Растворимость кальцита в углекисло-водной среде, содержащей 0,4 вес.%. CO_2, при температуре, равной 500°, и давлениях 800—1400 *атм* составляет 1—3 *мг/кг* раствора, что соответствует суммарному содержанию ионных и молекулярных форм кальция в растворе, равному примерно $1 \cdot 10^{-5}$ в молярностях (Sharp, Kennedy, 1965). Таким образом, полученные расчетные цифры очень близки к данным эксперимента.

Кроме кальция в растворе, видимо, присутствуют также щелочи. Если исходить из заданных величин концентрации углекислоты и щелочности раствора, а также учесть вероятное присутствие фосфора и фтора (даже в незначительных количествах), валовая концентрация щелочей в карбонатитообразующем растворе должна быть примерно равна или несколько выше валовой концентрации кальция.

Исчезновение силикатных минералов во внутренних частях карбонатитовых тел дает основание считать, что активность кремния в поступавшем растворе была меньше величины, характеризующей равновесие форстерит⇄периклаз, т. е. $[H_4SiO_4]$ в исходном растворе была меньше 10^{-13} для I стадии (табл. 61). Сравнение величины активности кремния на границе пироксеновой и форстеритовой зон и той же величины на границе форстеритовой и периклазовой зон дает представление о величине градиента активностей кремния между осевыми и периферическими частями тел: судя по расчетным данным, активности кремния в периферических и осевых частях тел различались не менее, чем на два порядка. Эта величина характеризует минимальную степень обогащения раствора кремнием в ходе растворения силикатов.

Какова была валовая концентрация кремния в растворах сказать трудно, так как значительная часть кремния, вероятно, образует в растворе комплексные соединения. Во всяком случае, она значительно выше активности H_4SiO_4 и, вероятно, соизмерима с валовой концентрацией магния.

Исчезновение периклаза в осевых частях карбонатитовых тел свидетельствует о том, что активность иона магния в исходном карбонатитообразующем растворе I стадии была ниже, чем $6 \cdot 10^{-8}$. Более того, имеющиеся наблюдения показывают, что форстеритовые карбонатиты образуются только при замещении существенно магниевых пироксенсодержащих пород. При развитии карбонатитов по сиенитам, содержащим очень мало магния, форстеритовые зоны не образуются. Это дает основание предположить, что активность иона магния в исходном растворе была меньше величины, характеризующей равновесие форстерит+диопсид, т. е. в I стадию — меньше $4 \cdot 10^{-9}$—$7 \cdot 10^{-9}$ (см. табл. 61), и форстерит появлялся только в результате обогащения раствора магнием за счет растворения силикатных пород. Активность иона магния в этом равновесии может быть условно принята за максимальную величину активности магния в исходных карбонатитообразующих растворах I и II стадий, т. е. можно считать, что величина активности иона магния в карбонатитообразующем растворе при высоких температурах близка к $1 \cdot 10^{-9}$. Появление в IV стадию доломитовых и анкеритовых карбонатитов свидетельствует о том, что в этот период активность иона магния в исходных растворах возросла до $2 \cdot 10^{-6}$. Не исключено, что такое увеличение активности иона магния — следствие изменения общей концентрации магния в растворе от стадии к стадии. Но более вероятно предположение,

Величины активностей компонентов (в молярностях), соответствующие минеральным

Стадия	Температура, *град*	Давление, *атм*	Параге		
			диопсид+форстерит+кальцит		
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	H_4SiO_4
I	600	500	$3{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-8}$	$4\cdot10^{-12}$
		1000	$1{,}6\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-9}$	$9\cdot10^{-12}$
		1400	$1{,}2\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-9}$	$1{,}3\cdot10^{-11}$
II	500	500	$5{,}5\cdot10^{-5}$	$5*10^{-8}$	$4\cdot10^{-11}$
		1000	$1{,}8\cdot10^{-5}$	$1{,}7\cdot10^{-8}$	$1\cdot10^{-10}$
		1400	$1{,}5\cdot10^{-5}$	$1{,}1\cdot10^{-8}$	$1{,}2\cdot10^{-10}$
					Серпентин+доло
III	400	1000	$2\cdot10^{-5}$	$1{,}2\cdot10^{-7}$	—
					Появление
IV	300	1000	—	—	$3\cdot10^{-8}$

что изменение активности иона магния происходит за счет изменения щелочности раствора и констант диссоциации молекулярных соединений магния по мере снижения температуры от стадии к стадии при постоянном общем содержании магния в системе. Судя по расчетной величине константы диссоциации, соотношение $[Mg^{2+}]/[Mg(OH)_2]$ в растворах I стадии при температуре 600° и заданной щелочности $\lg[OH^-]-\lg[H^+]$ равно $2\cdot10^{-4}$, т. е. концентрация $Mg(OH)_2$ во много раз превосходит концентрацию иона магния, и величина общей активности магния в исходном растворе должна быть равна примерно $5\cdot10^{-6}$. При снижении щелочности до $\lg[OH^-]-\lg[H^+]=1$ и температуры до 300° (IV стадия) соотношение $[Mg^{2+}]/[Mg(OH)_2]$ увеличивается до 0,4. При той же общей концентрации магния содержание иона магния должно за счет этого возрасти до $2\cdot10^{-6}$. Эта цифра полностью соответствует величине активности иона магния, характеризующей равновесие доломита в IV стадию (см. табл. 61). Такое совпадение величин несомненно служит подтверждением того, что общее содержание магния в растворе от стадии к стадии не менялось, а изменение активности иона магния и соответствующая смена парагенезисов — следствие изменения щелочности и температуры раствора. Таким образом, исходя из приведенных расчетных и экспериментальных данных, можно утверждать, что смена кальцита железисто-магнезиальными карбонатами могла произойти без изменения общей концентрации компонентов в карбонатитообразующем растворе только за счет снижения температуры и изменения его щелочности.

Следует отметить, что изменение щелочности карбонатитообразующего раствора ни в коей мере не свидетельствует об изменении его состава. Появившиеся в последнее время экспериментальные работы указывают на возможность существенных колебаний щелочности растворов постоянного состава при изменениях температур и давлений. Исследования констант диссоциации KCl, HCl и KOH в условиях высоких давлений и температур (Barnes, Ernst, 1963) показали, что с повышением температуры константы диссоциации всех этих соединений резко уменьшаются, причем константа диссоциации HCl уменьшается гораздо интенсивнее, чем константы диссоциации KCl и KOH. В результате в растворе KCl по мере возрастания температуры увеличивается концентрация ионов OH^-

Таблица 61

равновесиям карбонатитов в разных условиях

незисы					
форстерит+периклаз+кальцит		доломит+кальцит		доломит без кальцита	
Mg^{2+}	H_4SiO_4	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}
$6 \cdot 10^{-8}$	$1{,}5 \cdot 10^{-14}$	—	—	—	—
$6 \cdot 10^{-8}$	$1{,}2 \cdot 10^{-13}$	—	—	—	—
$6 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-13}$	—	—	—	—
Отсутствие брусита					
—	—	—	—	—	—
$<1{,}5 \cdot 10^{-7}$	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
мит+кальцит					
—	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$1{,}2 \cdot 10^{-7}$	—	—
кварца					
—	—	—	—	$<3 \cdot 10^{-5}$	$>1{,}4 \cdot 10^{-6}$

по сравнению с ионами H^+, т. е. возрастает щелочность. Авторы отмечают, что в растворах хлорида натрия наблюдается тот же эффект, хотя и в меньшей степени. У слабых оснований, например у NH_4OH, и у более слабых кислот, например у HSO_4^-, уменьшение константы диссоциации по мере возрастания температуры происходит интенсивнее, чем в растворе HCl. Судя по этим данным, направление изменения щелочности с возрастанием температуры для растворов постоянного состава зависит от характера растворенных в нем соединений. В растворах хлоридов слабых оснований (например, цинка, свинца и др.) повышение температуры будет сопровождаться уменьшением щелочности. В растворах солей сильных оснований и слабых кислот с увеличением температуры щелочность должна возрастать. Можно предположить, что в растворах карбонатов и бикарбонатов щелочей эффект возрастания щелочности по мере увеличения температуры будет еще более ощутимым, чем в растворах хлоридов щелочей. Таким образом, в щелочно-кальциево-карбонатном карбонатитообразующем растворе только одно изменение температуры, без изменения состава, могло существенно влиять на щелочность: по мере падения температуры щелочность должна была снижаться.

Хотя в работе (Barnes, Ernst, 1963) не обсуждается влияние давления на константы диссоциации, приведенные данные о зависимости констант диссоциации от плотности растворов позволяют оценить возможное влияние давления во флюидной фазе и на ее щелочность. С увеличением плотности при постоянной температуре константы диссоциации HCl, KCl и KOH возрастают. Характерно, что в интервале плотностей 0,3—0,5 константы диссоциации KCl и KOH увеличиваются быстрее, чем константа диссоциации HCl. При плотностях 0,5—0,8 константа диссоциации ионизации HCl с увеличением давления растет быстрее, чем константы диссоциации KCl и KOH. Экспериментаторы оперировали с достаточно разбавленными солевыми растворами, плотность которых была близка к плотности водяного пара и при постоянной температуре являлась функцией давления. Значит, при постоянной температуре в интервале плотностей 0,3—0,5 возрастание давления приводит к увеличению щелочности, а дальнейший рост давления (в интервале плотностей 0,5—0,8) вы-

зывает уже снижение щелочности раствора. В результате, при одной и той же температуре раствор KCl может обладать разной щелочностью в зависимости от давления, причем максимум щелочности приходится на величину давления, соответствующую интервалу плотностей 0,4—0,5. Представление о величинах изменения щелочности раствора KCl в зависимости от давления и температуры иллюстрируется диаграммой изменения отношений $\frac{(OH^-)}{(H^+)}$ в растворе KCl с концентрацией 10^{-2} *г·моль/л*. Для построения диаграммы были вычислены значения $\frac{[OH^-]}{[H^+]}$ раствора при различных температурах (в интервале 400—700°) и плотностях (в интервале 0,3—0,8) по упрощенной формуле

$$\frac{[OH^-]}{[H^+]} = \frac{M\,(2L - K + \sqrt{K^2 + 4K \cdot a}}{L\,(2Mg - K + \sqrt{K^2 + 4K \cdot a})},$$

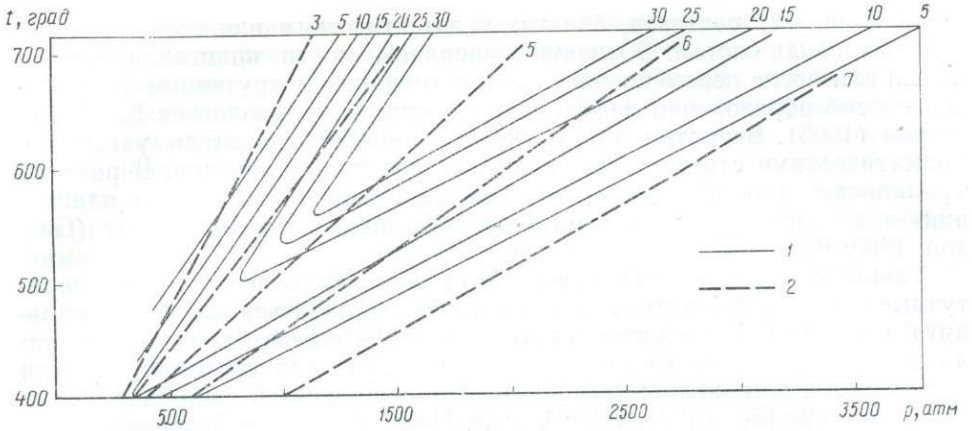
где M — константа диссоциации KOH; L — константа диссоциации HCl; K — константа диссоциации KCl; a — мольная концентрация KCl в растворе. На диаграмме (фиг. 55) видно, что в принятом интервале P—T величина $(OH^-)/(H^+)$ раствора меняется на порядок и более.

Данные по соотношению констант диссоциации KCl и NaCl показывают, что такие же изменения щелочности в зависимости от давления и температуры характерны и для раствора хлорида натрия, но с меньшим перепадом щелочности. Можно предположить, что в щелочно-углекислых растворах этот эффект будет выражен еще отчетливее, хотя, возможно, максимумы щелочности несколько сместятся. Во всяком случае есть все основания предполагать возможность изменения щелочности карбонатизирующих растворов более, чем на порядок только за счет изменения температуры от 600 до 300°. Кроме того, необходимо учитывать возможность существенных вариаций щелочности поступающего флюида в зависимости от конкретных условий давления. Эти условия могут быть связаны как с глубиной формирования пород, так и с особенностями тектонического развития и могут изменяться даже в пределах одного массива.

Экстремальный характер кривой изменения щелочности раствора с падением температуры в интервале давлений 800—1500 *атм* может объяснить и то, что карбонатиты I стадии — образования более высокой щелочности, чем все исходные силикатные породы, в том числе и метасоматические. Если учесть, что появление граната в результате реакции нефелин + пироксен + магнетит → гранат может быть связано с увеличением щелочности системы (см. фиг. 17), то процессы нефелинизации, гранатизации, карбонатизации I стадии и, наконец, карбонатизации II и последующих стадий образуют стройный ряд, соответствующий естественной эволюции щелочности растворов по мере снижения температуры. Первые два звена располагаются на восходящей части кривой щелочности, карбонатиты I стадии соответствуют максимуму на этой кривой, а более поздние образования формируются уже в условиях постепенного снижения щелочности.

Термодинамические расчеты дают также представление о том, как изменение температуры и давления могло влиять на соотношения различных парагенетических ассоциаций в карбонатитах (Пожарицкая, 1966).

Сопоставляя полученные величины концентрации компонентов в растворах с масштабами преобразований (объем новообразованных карбонатитов достигает нескольких десятков кубических километров), можно сделать вывод, что объем растворов, отложивших карбонаты и растворивших силикаты, был необычайно велик. Характерно, что на всех этапах становления массивов в них отмечается широкое развитие метасоматических преобразований, при которых изменение химического соста-



Фиг. 55. Диаграмма изменения величины $(OH^-)/(H^+)$ (щелочности) раствора KCl при высоких температурах и давлениях

1 — изолинии величины $(OH^-)/(H^+)$ в растворе KCl; *2* — линии изоплотностей воды

ва пород свидетельствует о колоссальных массах привносимых и выносимых компонентов, в том числе и таких труднорастворимых, как кремний, алюминий, титан и др. Масштабы массообмена свидетельствуют о том, что на всех этапах становления массивов в их формировании принимали участие огромные объемы растворов. Выделение такого колоссального объема растворов из магмы, формировавшей сравнительно небольшие по масштабам интрузивные тела, маловероятно. Скорее можно согласиться с предположением М. Н. Леонтьева (Леонтьев и др., 1965), что карбонатиты и подавляющая часть других щелочных метасоматитов формировались под воздействием подкорового потока летучих, возникшего после прекращения магмоотделения и использующего те же каналы, по которым внедрялась магма. Такое предположение объясняет сложность временных взаимоотношений между интрузивными и метасоматическими образованиями и, в частности, между карбонатитами и кимберлитоподобными породами. Подкоровый поток летучих мог иметь объем, совершенно несоизмеримый с объемом летучей фазы, отделявшейся от магмы, образовавшей щелочные и ультраосновные породы. При большом объеме фильтровавшихся растворов естественны не только огромные масштабы массообмена петрогенных элементов, но и колоссальные запасы редких элементов, которые сосредоточиваются в определенных разновидностях карбонатитов. Накопление больших масс редких элементов в карбонатитах можно связать не с какой-то особенно высокой их концентрацией в карбонатитообразующем флюиде, а с большим объемом флюида, проходившего через участки, благоприятные для осаждения тех или иных редких элементов.

Следует отметить некоторые особенности теплового режима при формировании щелочных метасоматитов в щелочно-ультраосновных комплексах. Термодинамические расчеты дают основания предполагать, что многие реакции минералообразования, имевшие место в ходе развития метасоматоза, были резко экзотермическими. Рассчитанный экзотермический эффект реакции калишпатизации нефелин-пироксеновой породы при постоянном количестве кремния и алюминия составляет 0,4 *ккал/г*. Расчеты Ф. А. Летникова указывают на экзотермический характер реакций замещения многих силикатов карбонатами (Летников, 1966). Если учесть высокие температуры формирования ранних карбонатитов и докарбонатитовых метасоматитов, вполне вероятна возможность широкого развития явлений палингенного плавления метасоматитов, особенно при

достижении ими составов, близких к эвтектическим или котектическим для различных систем. Возникшие расплавы могли кристаллизоваться in situ или после перемещения, образуя типичные интрузивные тела. Такой способ образования нефелиновых сиенитов предполагает Б. М. Роненсон (1966). Вероятно, таким же способом образовались участки с магматическими структурами среди апоийолитовых фенитов. В работах африканских геологов отмечаются явления «реоморфического плавления» полевошпатовых метасоматитов, связанных с карбонатитами (Garson, 1960; King, 1965).

Таким образом, не исключено, что в ранние, наиболее высокотемпературные стадии карбонатитообразования могло начаться плавление кальцита или кальцитовых карбонатитов с незначительным количеством силикатов, близких по составу к эвтектике для этой системы. Явления выплавления легкоподвижных карбонатных жидкостей, подобных исследованным (Wyllie, Tuttle, 1960; Wyllie, Haas, 1965), тем более вероятны, что, судя по термодинамическим расчетам, концентрация углекислоты в карбонатитообразующем растворе была достаточно мала, чтобы обеспечить наиболее низкие температуры плавления кальцита или силикатно-карбонатных смесей. Кристаллизация расплавившихся масс кальцита in situ или после перемещения должна была привести к появлению интрузивных карбонатитовых тел как среди метасоматических карбонатитов, так и за их пределами. Последующая переработка этих тел карбонатитообразующими растворами могла в значительной степени уничтожить их специфические структурные особенности и сделать их трудноотличимыми от чисто метасоматических образований. Образование карбонатитового расплава путем плавления первичнометасоматических карбонатных пород объясняет химическое и минералогическое сходство между типичными метасоматическими карбонатитами и теми разностями, для которых изучавшие их геологи предполагают интрузивное происхождение.

Очевидно, характерной чертой интрузивных карбонатитов должно быть или отсутствие, или очень незначительное содержание силикатов и отсутствие редкометальных минералов, парагенных с кальцитом. Эти минералы будут появляться только в участках последующей переработки интрузивных карбонатитов карбонатитообразующим раствором. Поэтому в интрузивных карбонатитовых телах геологам, вероятно, придется иметь дело с наложенной редкометальной минерализацией и соответствующими особенностями ее распределения. Не случайно наложенный характер ниобиевой минерализации отмечается в карбонатитах тех регионов, где обнаружены признаки интрузивного способа образования карбонатитовых тел (Егоров, 1960$_1$, 1963; Егоров и др., 1961).

СТРУКТУРЫ КАРБОНАТИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ СОСТОЯНИЯ СИСТЕМЫ

При описании карбонатитов был отмечен ряд структурных особенностей, свойственных карбонатитам определенных стадий и зон. Из этих особенностей наиболее специфична морфология силикатных и редкометальных минералов карбонатитов. Для этих минералов в карбонатитах I и II стадий характерны скелетные формы выделения, иногда дендритовидные или сундучные, иногда ситовидные. Такие формы свидетельствуют о том, что рост зерен происходил в твердой среде и контролировался неоднородностью среды, главным образом границами зерен кальцита. Такие морфологические особенности свойственны как минералам, образованным «реликтовыми» компонентами, заимствованными из замещаемых пород, так и минералам, состоящим, в основном, из компо-

нентов, поступавших вместе с раствором. Закономерное уменьшение количества темноцветных минералов от зоны к зоне и в пределах зон с одновременным укрупнением их зерен свидетельствует о том, что здесь происходила перекристаллизация с ростом минералов на фронте растворения. Появление при этом скелетных и дендритных форм — признак того, что минералы развивались в условиях, максимально близких к равновесным. Признаком состояния, близкого к равновесному, является и почти полное отсутствие реакционных взаимоотношений между минералами даже при смене одних фаций и фациальных зон другими.

Отсутствие в образованиях I и II стадий псевдоморфоз и сравнительно равномерное распределение темноцветных минералов среди кальцита — свидетельство однородности раствора и его большой скорости фильтрации, из-за чего оказались затушеванными все явления, связанные с диффузией компонентов между раствором и твердой фазой. Сравнительная однородность состава раствора при интенсивном массообмене между раствором и породой с очень неравномерным распределением минералов указывает на большую скорость диффузии компонентов в растворе, обусловливающую постоянное выравнивание их концентраций без образования локальных максимумов и минимумов. Причиной большой скорости диффузии компонентов в растворе, вероятно, является как высокая температура формирования ранних карбонатитов, так и сравнительно низкая плотность раствора — пара, приближающая эту систему по свойствам к газовым. Таким образом, специфические структурные особенности карбонатитов I и II стадий указывают на высокие температуры их формирования и сравнительно низкую плотность карбонатитообразующего раствора.

Структуры карбонатитов III и IV стадий резко отличаются от структур ранних карбонатитов. Для них характерны псевдоморфное замещение минералов исходных пород, отложение новообразованных минералов в виде оторочек и кайм вокруг реликтов, коррозионные взаимоотношения между минералами фациальных зон. Все эти особенности — признак того, что в этот период для системы было характерно возникновение локальных максимумов и минимумов концентраций компонентов в растворе на границах с отдельными зернами или их скоплениями. Это явление могло быть связано, во-первых, с уменьшением скорости фильтрации, в результате чего диффузионные процессы на границах твердой фазы и раствора уже не затушевываются, и, во-вторых, видимо, со значительным уменьшением скорости диффузии компонентов в растворе и способности раствора к выравниванию состава. Вероятно, такое резкое изменение свойств раствора связано не только с понижением температуры, но и с тем, что в температурном интервале между II и III стадиями находится критическая точка раствора. Переход через нее и появление в растворе жидкой фазы резко меняет как фильтрационные свойства раствора, так и способность компонентов диффундировать через него.

Для карбонатитов характерно резкое отличие морфологии кальцита от всех остальных минералов. Кальцит не образует скелетных форм. В пойколобластах кальцит встречается только в виде включений и никогда не образует основу с пойкилобластовыми включениями других минералов. Хотя можно отчетливо видеть, как кальцит развивается на месте силикатных минералов, явлений коррозии при этом не наблюдается. По отношению к другим минералам карбонатитов кальцит всегда выступает как пассивная среда, растворяясь при росте других минералов и отлагаясь при их растворении. Эти структурные особенности кальцита в первую очередь и послужили причиной того, что кальцит в карбонатитовых системах рассматривается как вполне подвижный избыточный минерал. Для кальцита характерны два основных типа структур — зернистая и пластинчатая, между которыми существуют постепенные переходы.

Зернистая структура определяется изометричной формой зерен кальцита, слагающих мозаичный агрегат, пластинчатая структура — пластинами незакономерно или веерообразно располагающихся зерен кальцита, обычно более крупных, чем в зернистых агрегатах, и иногда достигающих гигантских размеров. Первый тип структур обычно развит в участках тел повышенной щелочности, а второй — в участках пониженной щелочности. В карбонатитах I стадии, где щелочность возрастает к осевым частям тел, пластинчатый кальцит развивается только на границе с силикатными породами, во внутренних частях тел образуется зернистый кальцит. В карбонатитах II стадии, где щелочность возрастает от центра к периферии, зернистый кальцит развит во внешних зонах, а для внутренних зон характерен пластинчатый кальцит. Вероятно, именно щелочность системы влияла на морфологию кальцита. Повышение щелочности увеличивает степень насыщения раствора кальцитом и вызывает его более интенсивное осаждение. Дополнительное осаждение кальцита уменьшает пористость образующихся пород, что, в свою очередь, повышает давление порового раствора. Эти условия благоприятны для образования достаточно плотного мозаичного агрегата изометричных зерен кальцита. При понижении щелочности степень насыщения раствора кальцитом уменьшается, возникает тенденция к растворению кальцита, укрупнению его зерен и образованию менее плотных пластинчатых структур.

Меньшая плотность пластинчатого кальцита по сравнению с зернистым обнаруживается при сопоставлении величин пористости пород. В карбонатитах I стадии массива 1 пористость кальцита из периферических частей тел, где преобладают пластинчатые структуры — 1,54%, а в центральных частях тел, где наблюдается только зернистый кальцит — 0,79%. Во II стадию карбонатиты внешних зон, где кальцит зернистый, имеют пористость 0,51%, а во внутренних зонах, где кальцит пластинчатый, пористость достигает 1%. Таким образом, и структурный рисунок кальцита, и плотность упаковки его зерен (пористость породы) — в значительной степени зависят от щелочности системы. В связи с этим структуры кальцита и величину пористости существенно кальцитовых карбонатитов можно использовать как индикатор щелочности в карбонатитах одной стадии.

Несмотря на многообразие карбонатитов, отличающихся весьма сложными условиями формирования, всесторонний анализ их геологического строения, химизма и парагенетических ассоциаций дает возможность вскрыть ряд генетических закономерностей, выявить главные факторы, определяющие всю совокупность признаков различных карбонатитов, и на этой основе наметить общую схему расчленения карбонатитов.

1. Главным фактором, определяющим различия как минерального состава, так и структур карбонатитов последовательных стадий, т. е. во времени, является снижение температуры и функционально связанное с изменением температуры уменьшение щелочности. Карбонатиты каждой стадии представляют собой температурную фацию, а общая схема стадийности карбонатитового процесса — схему температурных фаций.

Карбонатиты I стадии—фация температур в интервале 550—650°
Карбонатиты II стадии—фация температур в интервале 430—520°
Карбонатиты III стадии—фация температур в интервале 330—400°
Карбонатиты IV стадии—фация температур в интервале 230—300°.

Внутри стадий или фаций могут быть выделены подстадии или субфации температур, соответствующие более узким температурным интервалам.

2. В образованиях одной стадии, т. е. одного временного и температурного интервала, когда координаты вариаций всех параметров системы только пространственные, главным фактором, определяющим раз-

личия в составе и структурах карбонатитов, является влияние состава исходных пород. Изменение состава карбонатитообразующих растворов в процессе взаимодействия с исходными породами обусловливает зональное строение карбонатитовых тел с закономерной сменой минеральных парагенезисов от центральных частей тел к их границам. Разница в характере изменения состава раствора при взаимодействии с различными породами служит причиной изменения минерального состава карбонатитов в пределах одной и той же зоны и появления среди карбонатитов ряда фаций по исходным породам. Фации по исходным породам могут одновременно являться как фациями состава, так и фациями щелочности, окислительного потенциала и т. д.

3. Различия в условиях давления как на флюидную, так и на твердую фазу, связанные с особенностями тектонической обстановки, могут обусловить вариации минерального состава и структур карбонатитов. В пределах одного массива эти вариации имеют второстепенное значение по сравнению с различиями, обусловленными первыми двумя факторами. Поэтому, рассматривая карбонатиты одного массива, целесообразно производить подразделение на фации давления внутри каждой фации по исходным породам. В различных массивах, даже расположенных в одной структурной зоне и незначительно удаленных один от другого, условия давления могут иметь решающее значение. Поэтому при сравнении карбонатитов из разных массивов в ряде случаев целесообразно вначале подразделить карбонатиты на фации давлений, а затем в каждой фации давлений выделять фации по исходным породам.

Таким образом, в основу общей схемы расчленения карбонатитов следует включить: 1) разделение карбонатитов на стадии или температурные фации; 2) выделение среди карбонатитов каждой стадии фаций по исходным породам; 3) выделение (если это необходимо) среди каждой фации по исходным породам фаций различного давления; 4) выделение среди карбонатитов каждой фации по исходным породам различных метасоматических зон. Разделение на зоны может производиться по минералогическим или структурным признакам и отражать изменение различных параметров системы в зависимости от конкретной геологической обстановки, масштаба и направления работ.

Часть вторая

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТИТАХ

Среди редких элементов, типоморфных для карбонатитов, первостепенное значение имеют титан, цирконий, ниобий, тантал, уран, торий, стронций и редкие земли. Закономерностям распределения урана и тория посвящены специальные исследования. В ранее опубликованной статье (Балашов, Пожарицкая, 1968) дана детальная характеристика распределения редких земель. В настоящей работе освещены вопросы геохимии титана, циркония, ниобия, тантала, стронция и бария. Кроме того, приводятся сведения по геохимии рубидия и лития.

Для определения содержаний этих элементов в различных породах и минералах применялись различные методы анализа. Определение титана в породах и минералах произведено Г. С. Гормашевой и Э. А. Развозжаевой химическим методом. Ниобий, тантал и цирконий определены химическим, рентгеноспектральным и спектральным методами с многократной перекрестной проверкой. Химические определения проводила Э. А. Развозжаева, рентгеноспектральные — Г. В. Павлинский стектральные — И. А. Кринберг. Для определения стронция и бария Е. И. Воробьевым был использован главным образом спектральный метод, проверочные анализы выполнены рентгеноспектральным методом Г. В. Павлинским и методом фотометрии пламени В. М. Новиковым. Определения рубидия и лития были произведены Л. П. Фроловой методом фотометрии пламени, с проверкой данных по рубидию спектральным методом; данные по литию не проверены и их следует рассматривать как сугубо предварительные.

Глава 1

ТИТАН

В нефелин-пироксеновых породах, являющихся главным типом исходных силикатных пород при развитии карбонатитов, содержание TiO_2 в среднем составляет 2,5%. Среди этих пород меланократовые разности обычно богаче титаном, по сравнению с лейкократовыми. В пироксенитах и пироксеновых породах среднее содержание TiO_2 достигает 3,5%; в породах, по составу аналогичных мельтейгитам, оно снижается до 2,5%, а в породах йолитового и йолит-уртитового состава до 2%. В остальных исходных породах титана меньше, в полевошпатизированных нефелин-пироксеновых породах содержится в среднем 2,0% TiO_2, в нефелиновых сиенитах —0,4% TiO_2, в сланцах и фенитах по ним 1% TiO_2.

В карбонатитах среднее содержание TiO_2 составляет для массива 3—0,53%, для массива 2—0,42%, для массива 1—0,37%.

В карбонатитах I стадии отмечены наиболее высокие содержания двуокиси титана: от 0,6% (массив 1) до 0,9% (массив 3). Количество титана закономерно уменьшается от периферии к центру тел: в пироксеновых карбонатитах среднее содержание TiO_2 1,6—1,7%, в форстеритовых — 0,4—0,7%. Снижение содержаний титана происходит не только от зоны к зоне, но и в пределах зон от их внешних границ к внутренним. В пироксеновой зоне в периферических частях часто отмечаются высокие содержания титана, близкие к содержаниям титана в исходных породах (2—3% TiO_2). На границе с форстеритовой зоной количество титана в пироксеновых карбонатитах снижается до 1% и менее. То же можно наблюдать и во внутренних частях тел, где количество титана в форстеритовых карбонатитах на границе с пироксеновыми достигает 1%, а вблизи границы со слюдяной зоной уменьшается до 0,2—0,3% TiO_2. Наблюдается снижение содержаний титана и от форстеритовой к слюдяной зоне (см. табл. 62, 63).

В породообразующих минералах содержание титана также закономерно изменяется по мере перехода от внешних зон к внутренним. В слюдах количество двуокиси титана в этом направлении уменьшается от 1,92% (в пироксеновых карбонатитах) до 1,19% (в форстеритовых). В магнетитах содержание титана от периферии к центру возрастает (табл. 65).

В периферических частях карбонатитовых тел наблюдается изменение содержаний титана в зависимости от состава исходных пород. При этом, во-первых, количество титана в карбонатитах зависит от содержания титана в исходных породах: карбонатиты, развивающиеся по силикатным породам, обогащенным перовскитом или шорломитом, обычно богаче титаном, чем карбонатиты, заместившие породы, не содержащие титановых минералов. Во-вторых, при одинаковых или близких содержаниях титана в исходных породах, карбонатиты, развивающиеся по меланократовым разностям нефелин-пироксеновых пород и по пиро-

Таблица 62

Среднее содержание Ti, Zr, Nb и Ta в различных типах карбонатитов массива 1 (в %)

тадия	Тип карбонатита	TiO_2	ZrO_2	Nb_2O_5	Ta_2O_5
I	Пироксеновый	1,49	0,065	0,026	0,0030
	Форстеритовый	0,49	0,090	0,015	0,0026
II	Диопсидовый	0,40	0,059	0,12	0,011
	Форстеритовый (внешняя зона)	0,30	0,070	0,15	0,018
	Форстеритовый (внутренняя зона)	0,21	0,035	0,56	0,003
	Слюдяной (внутренняя зона)	0,11	0,020	0,28	0,002
	Магнетитсодержащий кальцитовый (внутренняя зона)	0,10	0,013	0,15	0,002
III	Среднее по всем типам	0,50	0,054	0,26	0,0045
IV	Анкеритовый мелкозернистый	0,35	0,045	0,18	0,002
	То же, крупнозернистый	0,18	0,012	0,085	0,001

ксенитам, как правило, обогащены титаном по сравнению с карбонатитами, заместившими породы ийолитового и ийолит-уртитового состава.

В пироксеновых карбонатитах титан входит в состав пироксена, слюды, магнетита, шорломита и перовскита (табл. 64). Анализ распределения титана в этих породах показывает, что основная масса титана (80—90%), как правило, распределена в породообразующих минералах, причем на долю магнетита и шорломита приходится 50—60%, а на долю пироксена и слюды — 20—30% всего титана породы. В перовските обычно сконцентрировано только 10—20% титана и лишь в разностях, обогащенных перовскитом, на перовскит приходится до 30—50% всего титана породы. В пироксеновых карбонатитах, особенно в их периферических частях, наблюдается изменение содержаний титана в породообразующих минералах по мере изменения состава исходных пород. Независимо от содержания титана в исходных силикатных породах и в карбонатитах, количество титана в слюдах, магнетитах, пироксенах и гранатах возрастает в карбонатитах, развившихся по пироксеновым породам и пироксенитам по сравнению с карбонатитами, образовавшимися за счет ийолитов (см. табл. 64). Увеличение содержания титана в слюдах происходит при заметном снижении общей железистости слюд.

Таблица 63

Среднее содержание Ti, Zr, Nb и Ta в различных типах карбонатитов массива 3 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	TiO_2	ZrO_2	Nb_2O_5	Ta_2O_5
I	Пироксеновый	1,42	0,08	0,04	0,003
	Форстеритовый	0,70	0,16	0,03	0,003
II[а]	Диопсидовый	0,84	0,07	0,06	0,005
	Форстеритовый (внешняя зона)	0,53	0,11	0,07	0,008
	То же, внутренняя зона	0,29	0,050	0,14	0,017
II[б]	Диопсидовый	0,41	0,031	0,22	0,002
	Форстеритовый	0,25	0,019	0,31	0,002
III	Среднее по всем типам	0,58	0,050	0,18	0,003
IV	Анкеритовый мелкозернистый	0,33	0,034	0,12	0,002
	То же, крупнозернистый	0,12	0,010	0,04	0,001

Таблица 64

Содержание редких элементов в минералах пироксеновых карбонатитов I стадии (в %)

Исходная порода	Название минерала	ZrO_2	TiO_2	TiO_2/ZrO_2	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Nb_2O_5/Ta_2O_5
Пироксениты и пироксеновые породы	Шорломит	0,84	11,63	14	0,25	0,030	8
	Пироксен	0,19	2,68	14	0,025	0,006	4
	Магнетит	0,056	6,51	120	0,023	0,0020	11
	Слюда	—	2,21	—	0,024	0,0030	8
Нефелин-пироксеновые породы	Шорломит	0,50	9,53	19	0,20	0,020	10
	Пироксен	0,035	1,25	36	0,017	0,003	6
	Магнетит	0,032	5,26	160	0,020	0,0010	20
	Слюда	—	1,98	—	0,015	0,0017	9
Ийолиты	Шорломит	0,41	8,8	22	0,14	0,012	12
	Пироксен	0,015	0,73	50	0,013	0,001	13
	Магнетит	0,014	2,56	180	0,017	0,0005	30
	Слюда	—	1,84	—	0,008	0,0003	10

В форстеритовых карбонатитах титан присутствует в слюдах (0,96—1,16% TiO_2), магнетитах (2,08—7,76 TiO_2) и перовските. В массиве 3, в этом типе карбонатитов на долю слюды приходится до 5%, на долю магнетита — 60—70% всего титана породы. В перовските сконцентрировано 25—30% титана. В массиве 1, где перовскита меньше и содержание титана в форстеритовых карбонатитах ниже, на долю магнетита приходится 85—90% титана и только 5—10% титана несет перовскит.

В карбонатитах II стадии массивов 1 и 3 содержание титана заметно снижается по сравнению с содержаниями в образованиях I стадии, и составляет в среднем 0,3—0,5% TiO_2, причем в массиве 3 в карбонатитах $II^а$ подстадии количество титана выше, чем в карбонатитах II стадии массива 1, а в карбонатитах $II^б$ подстадии такое же (табл. 62—63).

В образованиях II стадии, как и в образованиях I стадии, наблюдается закономерное уменьшение содержаний титана от внешних зон тел к внутренним: в карбонатитах $II^а$ подстадии массива 3 количество двуокиси титана снижается от 0,5—0,8% до 0,3%; в карбонатитах $II^б$ подстадии массива 3 и II стадии массива 1 происходит снижение содержания двуокиси титана от 0,3—0,4% до 0,1—0,2% (табл. 62—63).

Во внешних зонах карбонатитов II стадии содержание титана меняется в зависимости от количества титана в исходных породах: наибольшие концентрации титана наблюдаются на контакте с нефелин-пироксеновыми породами (до 1,5% TiO_2), в диопсидовых карбонатитах, заместивших ранние карбонатиты, оно ниже (0,4—0,7% TiO_2); еще более низкое содержание титана (0,3—0,5% TiO_2) в форстеритовых карбонатитах внешней зоны. По сравнению с I стадией, содержание двуокиси титана уменьшается и в породообразующих минералах карбонатитов II стадии. В слюдах оно составляет 0,21—0,65% в пироксенах — 0,17—0,70%, в магнетитах — 1,5—5%. Анализ распределения титана в карбонатитах II стадии показывает, что в диопсидовых карбонатитах слюда и пироксен несут от 2 до 5% (изредка до 10%) всего титана породы. Основная масса титана (50—85%) приходится на магнетит; 10—40% титана породы сосредоточено в титановых минералах — дизаналите и циркелите. В диопсидовых карбонатитах небольшое количество титана (2—5%) находится в гатчеттолите, содержащем до 10% TiO_2, или в пирохлоре, в котором содержание двуокиси титана достигает 7%. В форстеритовых карбонатитах внешней зоны на долю магнетита приходится 70—90% всего титана породы, 1—2% титана входит в слюды,

а остальное — в циркелит и гатчеттолит. В форстеритовых карбонатитах внутренней зоны магнетит концентрирует не менее 85% всего титана породы, 10—12% титана приходится на пирохлор и 1—2% — на слюду.

В породообразующих минералах наблюдается уменьшение количества титана от периферии к центру тел, особенно заметное в массиве 1, где содержание двуокиси титана в магнетитах снижается от 4—5% во внешних, до 1, 90% — во внутренних зонах, а в слюдах от 0,65 до 0,21%.

Закономерно изменяется содержание титана в породообразующих минералах карбонатитов и по мере смены исходных пород. В слюдах наблюдается уменьшение количества двуокиси титана при увеличении щелочности исходных пород от 1,86% (на границе с ийолитами) и 1,23% (на границе с пироксенитами) до 0,30% (на границе с пироксеновыми карбонатитами I стадии); на границе с форстеритовыми карбонатитами I стадии содержание титана в слюдах снова несколько возрастает (до 0,50%). Магнетитам свойственна иная тенденция: магнетиты из форстеритовых карбонатитов внешней зоны обогащены титаном по сравнению с магнетитами из всех диопсидовых карбонатитов (табл. 65 и 66).

В массиве 2 ранние карбонатиты развиваются только по силикатным породам, резко различающимся содержаниями титана. По сравнению с ними в карбонатитах содержание титана заметно снижается, но в общем отражает распределение титана в исходных породах, в апоийолитовых карбонатитах содержится 1,15%, в апонефелинсиенитовых — 0,37%, в апосланцевых и апофенитовых — 0,69% TiO_2. Наблюдается закономерное уменьшение количества титана от периферии к центру тел, в апофенитовых разностях, например, содержание двуокиси титана уменьшается от 1,04% до 0,21%, в апоийолитовых — от 2,13% до 0,43%.

Титан в ранних карбонатитах рассеян в темноцветных минералах, а также концентрируется в сфене, рутиле и астрофиллите. Пироксены содержат 0,64—1,29% TiO_2, амфиболы 0,62—3,34% TiO_2, слюды — 1,04—3,49% TiO_2, магнетиты — до 4%. Анализ распределения титана по минералам показывает, что в магнетитсодержащих разностях карбонатитов до 70% титана сосредоточено в магнетите, 10—20% титана — в пироксе-

Таблица 65

Содержание Ti и Zr в магнетитах из карбонатитов массива 1 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	TiO_2			ZrO_2		
		max	min	ср.	max	min	ср.
I	Пироксеновый	6,56	3,10	4,73	0,056	0,014	0,040
	Форстеритовый	6,99	4,60	5,80	0,089	0,076	0,086
II	Диопсидовый	6,35	2,90	3,84	0,020	0,014	0,016
	Форстеритовый (внешняя зона)	6,86	3,60	5,05	0,027	0,019	0,025
	То же (внутренняя зона)	2,96	1,97	2,11	0,009	0,002	0,005
	Слюдяной (внутренняя зона)	2,30	1,48	1,89	0,008	Не обн.	0,004
III	Амфиболовый (на границе тел):						
	по ийолитам			4,50			0,008
	по пироксеновым карбонатитам I стадии			4,70			0,016
	по диопсидовым карбонатитам			4,30			0,010
	Амфиболовый (внешней зоны):						
	по пироксеновым карбонатитам I стадии	3,8	3,11	3,38	0,016	0,001	0,008
	по диопсидовым карбонатитам	3,7	3,0	3,41	0,010	0,003	0,007
	по форстеритовым карбонатитам	3,4	3,0	3,39	0,010	0,003	0,007
IV	Мелкозернистый анкеритовый						
	По пироксеновым карбонатитам I стадии			3,26			Не обн.

Таблица 66

Содержание Ti, Nb и Ta в магнетитах массива 3 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	TiO_2			Nb_2O_5			Ta_2O_5		
		max	min	ср.	max	min	ср.	max	min	ср.
I	Пироксеновый	5,20	2,52	4,21	0,018	0,007	0,011	0,0010	0,0005	0,0007
	Форстеритовые	7,76	2,08	5,08	0,018	0,001	0,013	0,0013	0,0005	0,0009
II[а]	Диопсидовый	5,30	2,29	3,47	0,056	0,030	0,041	0,0057	0,0010	0,0022
	Форстеритовый (внешняя зона)	5,70	1,90	3,73	0,11	0,021	0,051	0,006	0,0010	0,0032
	То же (внутренняя зона)	4,61	1,48	3,43	0,047	0,023	0,037	0,003	0,0010	0,0018
II	Слюдяной (внутренняя зона)	1,83	1,40	1,65	0,041	0,018	0,027	0,002	0,0010	0,0011
II[б]	Диопсидовый	4,23	1,90	3,12	0,039	0,015	0,025	0,0010	0,0005	0,0006
	Форстеритовый	2,78	1,39	2,05	0,029	0,006	0,018	—	—	0,0005

нах и слюдах и только 10—20% титана приходится на сфен. В шорломитсодержащих разностях карбонатитов до 50% титана находится в шорломите, остальной титан распределен между пироксеном и слюдой. В карбонатитах без магнетита и шорломита от 20 до 85% титана рассеяно в слюде, пироксене и амфиболе, до 2% приходится на гатчеттолит, остальной титан сосредоточен в сфене или рутиле. По мере того, как в карбонатитах уменьшается содержание титана, уменьшается и доля сфена или рутила в общем балансе титана.

В слюдах ранних карбонатитов массива 2 отмечен ряд закономерностей в изменении содержания титана. Наблюдается отчетливое возрастание количества титана в слюдах от периферии к центру тел: от 1,14% до 2,98% — в апоийолитовых карбонатитах и от 2, 25% TiO_2 до 3,08% — в карбонатитах по полевошпатовым породам. В краевых частях тел содержание титана в слюдах возрастает с уменьшением щелочности исходных пород: слюды из апоийолитовых карбонатитов содержат 1,14%, из апонефелин-сиенитовых — 1,85%, из апофенитовых — 2,49% TiO_2.

В карбонатитах III стадии среднее содержание двуокиси титана составляет 0,50% в массиве 1, 0,58% — в массиве 3 и 0,20% — в массиве 2. Наблюдается отчетливая связь между содержаниями титана в этих образованиях и в исходных породах. Например, в массиве 1 карбонатиты III стадии, развившиеся по силикатным породам, содержат в среднем 1,09% TiO_2; заместившие пироксеновые карбонатиты I стадии — 0,70% TiO_2; сформировавшиеся по форстеритовым карбонатитам I стадии — 0,40% TiO_2. Карбонатиты III стадии, для которых субстратом служили карбонатиты II стадии, содержат от 0,06% до 0,40% TiO_2, причем разности, заместившие диопсидовые и форстеритовые карбонатиты внешней зоны, заметно богаче титаном, чем развившиеся по карбонатитам внутренней зоны. Обычно количество титана уменьшается от периферии к центру тел III стадии, особенно в тех случаях, когда исходные породы обогащены титаном. Однако даже в осевых частях тел сохраняется связь между содержаниями титана в этих образованиях и в исходных породах, хотя она и становится менее отчетливой.

В карбонатитах III стадии титан входит в состав слюд (0,11—1,46% TiO_2), амфиболов (0,21—1,13% TiO_2), эгирина (0,64—1,65% TiO_2) и магнетита (3,38—4,7% TiO_2). Кроме того, в карбонатитах обычно присутствует ильменит, который в периферических частях тел сменяется сфеном или изредка рутилом. В карбонатитах, сравнительно бедных титаном

(0,1—0,3% TiO_2), бóльшая часть титана сосредоточена в темноцветных минералах (60—70% титана в магнетите, 20—30% — в слюде и амфиболе, 5—10% — в пирохлоре). Титановые минералы при этом наблюдаются в ничтожных количествах и на их долю приходится не более 5—10% титана породы; часто они вообще отсутствуют. В карбонатитах, обогащенных титаном, роль титановых минералов в общем балансе титана заметно возрастает: в них сосредоточено от 30 до 70% титана породы, а остальная часть титана распределяется между магнетитом, (20—40% титана) и силикатами (10—20% титана). На долю пирохлора остается менее 5% титана породы. В карбонатитах массива 2, не содержащих магнетит, в разностях, обогащенных титаном, основная масса титана сконцентрирована в ильмените; на долю слюды, амфибола и эгирина приходится только 15—25% титана, на долю пирохлора — не более 2%. В разностях, бедных титаном, 70—85% титана рассеяно в темноцветных минералах и только 15—30% титана приходится на ильменит.

Отмечено закономерное изменение содержаний титана в ряде минералов карбонатитов III стадии. В слюдах массива 2 наблюдается уменьшение содержаний двуокиси титана от 3% во внутренних зонах до 0,84% — во внешних (см. табл. 43). Во внешних зонах тел массива 1 в ряду карбонатитов III стадии, соответствующему ряду исходных пород с возрастающим содержанием титана (карбонатиты II стадии — пироксеновые карбонатиты I стадии — нефелин-пироксеновые породы), наблюдается закономерное увеличение количества титана в слюдах. В карбонатитах, развивающихся по пироксеновым карбонатитам I стадии и силикатным породам, наблюдается возрастание содержаний титана в слюдах по мере уменьшения щелочности исходных пород. В массиве I ряду исходных пород с уменьшающейся щелочностью (пироксеновый карбонатит I стадии — пироксенит — нефелин-пироксеновая порода — ийолит — нефелиновый сиенит) соответствует ряд карбонатитов, в котором содержание двуокиси титана в слюдах возрастает в той же последовательности — 1,09% — 1,68% — 1,94% — 2,26% — 2,51%. В массиве 2 в

Таблица 67

Содержание Ti, Nb и Ta в слюдах массива 1 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	TiO_2			Nb_2O_5			Ta_2O_5		
		max	min	ср.	max	min	ср.	max	min	ср.
I	Пироксеновый	2,21	1,5	1,92	0,03	0,005	0,015	0,003	0,0008	0,0017
	Форстеритовый	1,43	0,97	1,19	0,027	0,005	0,012	0,003	0,0009	0,0017
II	Диопсидовый	1,83	0,13	0,65	0,050	0,010	0,024	0,003	0,0005	0,0022
	Форстеритовый (внешняя зона)	0,90	0,11	0,50	0,043	0,017	0,028	0,005	0,0005	0,003
	То же (внутренняя зона)	0,50	0,02	0,25	0,033	0,017	0,021	0,0010	0,0005	0,0007
	Слюдяной (внутренняя зона)	0,30	0,11	0,21	0,022	0,013	0,018	—	—	0,0005
III	Амфиболовые (краевая часть тел):									
	по нефелин-пороксеновым породам	2,46	0,65	1,56	0,027	0,010	0,018	0,002	0,0005	0,0013
	по пироксеновому карбонатиту I стадии	1,53	0,65	1,09	0,025	0,005	0,010	0,003	0,001	0,0017
	по диопсидовому карбонатиту II стадии	1,24	0,18	0,44	0,025	0,005	0,012	0,005	0,0006	0,0017
	по форстеритовому карбонатиту II стадии	0,89	0,11	0,28	0,015	0,005	0,012	0,002	0,0005	0,0015
	Амфиболовый (осевая часть тел)	0,25	0,11	0.18	0,020	0,010	0,015	0,0013	0,0005	0,0 01

Таблица 68

Содержание Ti, Zr, Nb и Ta в пироксенах и амфиболах массивов 1 и 3 (в %)

Минерал	TiO_2			ZrO_2			Nb_2O_5			Ta_2O_5		
	max	min	ср.	max	min	ср.	max	min	ср.	max	min	ср.
Авгит-диопсид	2,68	0,73	1,55	0,19	0,015	0,077	0,025	0,013	0,017	0,006	0,001	0,003
Диопсид	0,79	0,87	0,40	0,28	0,06	0,15	0,035	0,011	0,020	0,005	0,002	0,003
Диопсид-эгирин	1,22	0,74	0,98	0,43	0,16	0,24	0,025	0,011	0,020	0,004	0,002	0,003
Эгирин	1,65	0,64	1,13	0,54	0,30	0,42	0,039	—	0,033	—	—	0,003
Рихтерит	0,65	0,21	0,48	0,73	0,032	0,085	0,120	0,013	0,053	0,012	0,003	1,007
Эккерманит	1,13	0,28	0,61	0,22	0,031	0,13	0,120	0,040	0,065	0,010	0,002	0,006
Магнезиоарфедсонит	0,91	0,43	0,71	0,35	0,11	0,23	0,112	0,045	0,070	0,010	0,002	0,006
Магнезиорибекит	—	—	0,40	—	—	0,30	—	—	0,030	—	—	0,001

периферических частях тел содержание двуокиси титана в слюдах меняется от 0,84% до 1,68% и 2,05% в ряду карбонатитов, соответствующем ряду исходных пород ийолит — эгирин-диопсидовый карбонатит — эгириновый карбонатит (табл. 43). В магнетитах наблюдается закономерное увеличение содержаний титана от центра тел к периферии, особенно отчетливое тогда, когда карбонатиты не содержат ильменит. В амфиболах количество титана возрастает по мере увеличения их железистости: наблюдается обогащение титаном амфиболов как во внутренних частях тел по сравнению с внешними, так во внешних зонах по мере снижения щелочности исходных пород (табл. 68).

* * *

Во всех изученных массивах источником титана в карбонатитах, видимо, являются исходные породы. На протяжении всего карбонатитового процесса наблюдается вынос титана, усиливающийся от стадии к стадии: в карбонатитах каждой стадии титана меньше, чем в исходных породах, в том числе и ранних карбонатитах. Среди образований одной стадии происходит уменьшение содержаний титана, т. е. усиление выноса титана по направлению от границ к осевым частям тел. В пределах же одной зоны, особенно во внешних зонах, содержание титана в карбонатитах изменяется соответственно изменению его количества в исходных породах. Все это дает основания предположить, что поступавшие растворы были сравнительно бедны титаном и обогащались им в процессе взаимодействия с исходными породами.

Содержание титана в минералах определяется целым рядом факторов. В карбонатитах I стадии наблюдается увеличение содержаний титана во всех породообразующих минералах по мере возрастания щелочности исходных пород (см. табл. 64). Несмотря на то что в ряду исходных пород с последовательно возрастающей щелочностью среднее содержание титана несколько увеличивается, не это является причиной различий в концентрациях титана в минералах. В этом убеждает следующее: 1) в карбонатитах, развившихся по породам одной щелочности, но с разными содержаниями титана, количество титана в минералах остается в общем постоянным; 2) при изменении состава исходных пород количество титана в минералах меняется даже если содержание титана в исходных породах остается на одном уровне. Скорее всего увеличение содержаний титана в минералах I стадии обусловлено возрастанием щелочности системы. Для силикатов это можно объяснить тем, что увеличение щелочности системы способствует вхождению титана на позиции кремния. Способность титана входить на позиции кремния в гранатах известна давно. Косвенным подтверждением того, что свя-

занное с увеличением щелочности возрастание титанистости граната происходит в значительной степени за счет вхождения титана в анионную группировку, является то, что с увеличением количества титана в гранатах снижается содержание кремния. Так как тенденция в поведении титана является общей для всех силикатов, естественно предположить, что и в других силикатных минералах в этих условиях титан тоже может входить в тетраэдрическую группировку. Вероятно, повышение щелочности, усиливая анионные свойства титана, способствует образованию ульвёшпинели и гейкилита, растворяющихся в магнетите.

С этих позиций находят объяснение и закономерности изменений содержаний титана в минералах различных зон. Появление перовскита в форстеритовой зоне свидетельствует о том, что в самой внутренней части тел, где перовскит отсутствует, происходит независимое возрастание химической активности титана в растворах за счет извлечения его из исходных пород. Условием появления перовскита является не только определенная величина валовой концентрации титана, но и достижение необходимой величины активности иона TiO_3^{2-}. При одной и той же валовой концентрации титана активность этого иона пропорциональна щелочности раствора. В связи с этим при одном и том же уровне валовой концентрации титана в щелочных фациях будут достигнуты условия равновесия перовскита и начнется его выпадение, тогда как в более кислых фациях раствор по отношению к перовскиту окажется недосыщенным и перовскита в породах не будет. При этом в направлении к границам тел должно происходить дальнейшее повышение валовой концентрации титана, пока, наконец, не будет достигнут уровень активности TiO_3^{2-}, обеспечивающий возможность выпадения перовскита. Выше отмечалось, что в апоийолитовых фациях такой уровень обычно не достигается, перовскит вообще не появляется, а в зоне контакта — зоне максимальной активности кремния и титана — появляется сфен. Таким образом, в пределах карбонатитовых тел возникает градиент валовых концентраций и активностей титана; в щелочных фациях увеличение активности титана происходит от центра тел до зоны, где появляется перовскит, а в кислых иногда оно прослеживается вплоть до самой периферии тел.

На фоне этого градиента в магнетитах количество титана возрастает от внешних зон тел к внутренним, в слюдах — снижается. Наличие таких противоположных тенденций — отражение действия двух факторов, влияющих на вхождение титана в минералы. С одной стороны, от периферии к центру тел снижается валовая концентрация титана и способность его входить в решетки минералов; с другой — в этом направлении возрастает щелочность — фактор, благоприятствующий вхождению титана в минералы.

Результат суммарного действия этих противоположных факторов, видимо, во многом зависит от причин, в иных условиях не являющихся решающими.

Для магнетита большое значение приобретает увеличение активности магния в форстеритовой зоне по сравнению с пироксеновой. Оно обеспечивает возможность образования растворяющегося в магнетите гейкилита, несмотря на снижение валовой активности титана, что способствует увеличению содержания титана в магнетите форстеритовой зоны. Для слюды решающим, вероятно, является изменение ее магнезиальности. Высокая магнезиальность слюд, обусловливающая резкое усиление основности их катионной группировки служит препятствием для вхождения титана на позиции кремния, так как титан ослабляет анионную группировку. В связи с этим первый фактор — изменение активности титана, оказывается решающим и приводит к обеднению титаном слюд из форстеритовых карбонатитов.

В карбонатитах II стадии распределение титана в минералах несколько иное, хотя в нем находят отражение те же закономерности, которые отмечены и для I стадии.

В центральных частях тел II стадии титановые минералы отсутствуют. Это свидетельствует о сравнительно низкой активности титана в поступавших растворах. По мере взаимодействия с породами и обогащения растворов титаном создаются условия, необходимые для появления титановых минералов. В карбонатитах массива 1 такие условия возникают только в самых периферических частях. Состав возникающих титановых минералов отражает понижение щелочности растворов по сравнению с I стадией, приводящее к ослаблению кислотных свойств титана, вследствие которого титан утрачивает способность образовывать чистые титанаты кальция. Их сменяют соединения, в которых анионная группа усилена за счет вхождения на позиции титана более кислотного компонента — ниобия (дизаналиты). Кроме того, устойчивыми становятся соединения, в которых помимо усиления анионной группы ниобием возможно значительное ослабление катионной части путем изоморфного замещения кальция цирконием (циркелиты). Стремление к ослаблению катионных групп приводит также к более интенсивному, по сравнению с перовскитом I стадии, внедрению циркония и урана на позиции кальция в дизаналите (см. табл. 29). В карбонатитах II стадии массива 3 влияние постепенного изменения щелочности появляется еще более отчетливо. Если в карбонатитах $II^а$ подстадии повышение кислотности, по сравнению с карбонатитами I стадии, приводит к смене перовскита дизаналитом и циркелитом, то в карбонатитах $II^б$ подстадии дальнейшее снижение щелочности обусловливает уже исчезновение титанатов кальция и появление вместо них ильменита — соединения с резко ослабленной катионной частью. Вероятно, более высокой щелочностью карбонатитов $II^а$ подстадии массива 3 по сравнению со II стадией массива 1 можно объяснить появление в массиве 3 дизаналитов и циркелитов, содержащих меньше ниобия, чем в массиве 1 (см. табл. 32 и 33). Для карбонатитов II стадии массива 1 характерно, что циркелит и дизаналит появляются только в наиболее щелочных фациях: в телах, развившихся по ранним карбонатитам, пироксенитам и резко меланократовым нефелин-пироксеновым породам. Если карбонатиты развиваются по лейкократовым нефелин-пироксеновым породам и ийолитам, не говоря уже о нефеленовых сиенитах, титановые минералы в карбонатитах практически отсутствуют; сфен появляется только на границе с силикатными породами и в силикатных метасоматитах, т. е. в зоне максимальной активности кремния. Это свидетельствует о том, что в условиях II стадии уже в фациях, развивающихся по нефелин-пироксеновым породам, кислотность достигает такой величины, при которой титан теряет способность образовывать титанаты, т. е. почти полностью утрачивает кислотные свойства.

Изменение содержаний титана в породообразующих минералах, видимо, обусловлено действием тех же факторов, что и в образованиях I стадии. От центра тел к периферии происходит возрастание концентрации титана и щелочности растворов. Это приводит к увеличению содержаний титана в магнетитах и слюдах внешних зон по сравнению с внутренними. В периферической зоне тел содержание титана в магнетитах возрастает по мере увеличения щелочности исходных пород: магнетиты из форстеритовых карбонатитов внешней зоны богаче титаном, чем магнетиты из диопсидовых карбонатитов.

В слюдах титан ведет себя иначе. Минимальное его содержание в слюдах наблюдается в диопсидовых карбонатитах, развившихся по пироксеновым карбонатитам. От этих пород оно возрастает как при повышении щелочности исходных пород (форстеритовые карбонатиты внешней

зоны), так и при повышении их кислотности — в пироксеновых карбонатитах, соответствующих ряду пироксенит — ийолит — нефелиновый сиенит. Создается впечатление, что в связи с общим возрастанием кислотности системы и ослаблением кислотных свойств титана возникает своеобразная инверсия. В щелочных фациях титан еще сохраняет способность к формированию анионных группировок и вхождению на позиции кремния в силикатах; в более кислых фациях он утрачивает эту способность и его катионные формы становятся преобладающими. При этом может возникнуть противоположный эффект влияния щелочности на вхождение титана в силикаты: в связи с его слабой основностью увеличение кислотности будет стимулировать замену титаном более сильных оснований в катионных группировках. Видимо, именно таким образом можно объяснить возрастание содержания титана в слюдах из сравнительно кислых фаций карбонатитов II стадии массива 1.

Подтверждением того, что в условиях пониженной щелочности между вхождением титана в силикаты и величиной щелочности системы возникает обратная зависимость, служит поведение титана в слюдах массива 2. Ранние кальцитовые карбонатиты массива 2 формировались в условиях пониженной щелочности по сравнению с карбонатитами II стадии массивов 1 и 3. В них уже отчетливо наблюдается, во-первых, увеличение содержаний титана в слюдах периферических частей тел по мере снижения щелочности исходных пород; и, во-вторых, возрастание концентраций титана в слюдах от периферии к центру тел. В последнем случае влияние щелочности сказывается даже несмотря на то, что валовая концентрация титана от периферии к центру тел убывает. Возможно, что известное воздействие на вхождение титана в слюды оказывает изменение состава слюд, также связанное с изменением щелочности. Увеличение железистости слюд при возрастании кислотности системы может до некоторой степени облегчать вхождение титана в катионную группировку, усиливая тем самым эффект непосредственного воздействия щелочности.

Интенсивный вынос титана в III и IV стадии свидетельствует об увеличении его растворимости, вероятно, в связи с понижением температуры и щелочности растворов. В условиях этих стадий во всех массивах наиболее устойчивым соединением титана является ильменит. Только в соединениях с наиболее слабыми основаниями титан, видимо, еще сохраняет способность быть анионом. Увеличение щелочности в какой-то мере должно усиливать эту способность. Так как титан при температурах 300—400° входит в магнетит в виде ильменитовой составляющей, возрастание щелочности, вероятно, служит одной из причин увеличения содержания титана в магнетитах от центра к периферии тел III стадии. В тех случаях, когда в парагенезисах отсутствует ильменит, второй причиной может быть и увеличение валовых концентраций титана в растворах от центра к периферии тел. Поэтому наиболее отчетливо содержание титана в магнетитах в этом направлении увеличивается тогда, когда карбонатиты не содержат ильменита.

В условиях III стадии титан, по-видимому, полностью утрачивает способность входить на позиции кремния в силикатах. Во всех силикатных минералах III стадии количество титана возрастает при снижении щелочности исходных пород, т. е. по мере увеличения возможности замещения титаном более сильных оснований катионной группировки. Известную роль играет также и то, что с уменьшением щелочности системы увеличивается железистость силикатов. Отсутствие четкой корелляционной зависимости между содержаниями железа и титана в силикатах свидетельствует о том, что изменение щелочности системы и железистости слюд независимо влияют на содержание титана, и изменение количества титана в слюдах — суммарный эффект их воздействия.

Глава 2

ЦИРКОНИЙ

В силикатных породах массивов 1 и 3, большая часть которых представлена нефелин-пироксеновыми разностями, среднее содержание двуокиси циркония равно 0,032%. Нефелинсодержащие породы массива 2 отличаются очень высокими содержаниями циркония: нефелин-пироксеновые породы, ийолиты и нефелиновые фениты этого массива в среднем содержат 0,38% ZrO_2, а нефелиновые сиениты — 0,29% ZrO_2; в сланцах и фенитах по сланцам двуокиси циркония значительно меньше (в среднем 0,030%).

Среднее содержание двуокиси циркония в карбонатитах массива 1 (0,054%) и массива 3 (0,07%) больше, чем в исходных породах. Карбонатиты массива 2 по сравнению с другими массивами обогащены цирконием, хотя в карбонатитах здесь его меньше, чем в исходных породах (в среднем 0,16% ZrO_2).

Во всех массивах наблюдается закономерное изменение содержаний циркония по стадиям, фациям и зонам карбонатитов (см. табл. 62—63).

В массивах 1 и 3 наиболее богаты цирконием карбонатиты I стадии (в среднем 0,08% и 0,12% ZrO_2, соответственно). В этих карбонатитах содержание циркония закономерно возрастает от внешних пироксеновых зон к внутренним форстеритовым (табл. 62—63).

В пироксеновых карбонатитах цирконий рассеян в пироксенах и магнетитах (см. табл. 64). К минералам-концентраторам относятся шорломит (0,41—0,84% ZrO_2) и перовскит (0,11—0,9% ZrO_2). Изредка, вблизи границы с форстеритовой зоной, в пироксеновых карбонатитах появляется кальциртит. Анализ распределения циркония по минералам показывает, что в пироксенах и магнетитах сосредоточено от 6 до 48% всего циркония породы, остальная часть циркония приходится на шорломит и перовскит. Следует отметить сравнительно высокое содержание циркония в шорломите из карбонатитов по сравнению с шорломитом из силикатных пород, содержащим не более 0,2% ZrO_2.

Из-за высокого содержания циркония в шорломите количество циркония в шорломитсодержащих разностях пироксеновых карбонатитов резко повышено по сравнению с магнетитсодержащими, и иногда достигает 0,16% ZrO_2.

В породообразующих минералах карбонатитов наблюдается зависимость содержаний циркония от состава и щелочности исходных пород: в карбонатитах, развившихся по пироксенитам, содержание циркония в пироксенах возрастает в 13 раз, в магнетитах — в 4, и в шорломитах в 2 раза по сравнению с карбонатитами, развившимися по ийолитам (см. табл. 64).

В форстеритовых карбонатитах внутренней зоны цирконий рассеян в магнетите (0,076—0,089% ZrO_2), а главным минералом-концентратором циркония является кальциртит (60—75% ZrO_2) и в меньшей сте-

пени — перовскит (0,28—2,61% ZrO_2). В форстеритовых карбонатитах на долю магнетита приходится не более 8% всего циркония породы, 5—20% циркония содержится в перовските, остальная его часть сосредоточена в кальциртите. Распределение кальциртита в форстеритовых карбонатитах неравномерное, на фоне сравнительно низких содержаний этого минерала встречаются участки, обогащенные кальциртитом, количество ZrO_2 в которых иногда достигает 0,5—0,7%. Особенно характерны такие участки для карбонатитов массива 3.

Количества циркония в магнетитах и перовскитах закономерно возрастает в форстеритовой зоне по сравнению с пироксеновой: в магнетитах в среднем в два раза, а в перовскитах от 0,45% (среднее по пироксеновой зоне) до 0,77% ZrO_2 (среднее по форстеритовой зоне).

В карбонатитах II стадии массивов 1 и 3 содержание двуокиси циркония заметно снижается по сравнению с карбонатитами I стадии. Для массива 1 оно составляет 0,040%, в массиве 3 для карбонатитов $II^а$ подстадии — 0,07% ZrO_2 и для карбонатитов $II^б$ подстадии — до 0,025%.

Наблюдается закономерное уменьшение содержаний циркония от внешних к внутренним зонам тел. В массиве 1 содержание двуокиси циркония последовательно снижается от 0,07% во внешней форстеритовой зоне до 0,039% во внутренней; 0,020% — в слюдяной зоне и 0,013% — в магнетитовом карбонатите. В массиве 3 количество двуокиси циркония в карбонатитах $II^а$ подстадии уменьшается от 0,11% (форстеритовые карбонатиты внешней зоны) до 0,035% (форстеритовые карбонатиты внутренней зоны). В карбонатитах $II^б$ подстадии диопсидовая зона содержит 0,031%, а внутренняя форстеритовая только 0,019% ZrO_2. Во внешних зонах тел II стадии массива 1 и $II^а$ подстадии массива 3 наблюдается изменение содержаний циркония в зависимости от состава исходных пород. Так в диопсидовых карбонатитах внешней зоны содержание циркония ниже, чем в форстеритовых карбонатитах этой же зоны (табл. 62 и 63).

Цирконий в диопсидовых карбонатитах II стадии массива 1 и $II^а$ подстадии массива 3 рассеян в магнетитах (0,014—0,070% ZrO_2) и пироксенах (0,06—0,28% ZrO_2), минералами-концентраторами его являются бадделеит (более 95% ZrO_2), циркелит (19—57% ZrO_2) и в меньшей степени—дизаналит (2—5% ZrO_2). Только 8—15% всего циркония карбонатитов приходится на магнетит и пироксен, остальная часть сосредоточена в минералах циркония и титана. В форстеритовых карбонатитах II стадии массивов 1 и 3 незначительная часть циркония рассеяна в магнетите, на долю которого приходится менее 1% всего циркония породы. В форстеритовых карбонатитах внешней зоны минералы-концентраторы те же, что и в диопсидовых карбонатитах: циркелит, бадделеит и дизаналит и вся масса циркония сконцентрирована в этих минералах. В форстеритовых карбонатитах внутренней зоны массива 1 минералом-концентратором является пирохлор (0,4—2,5 ZrO_2), на который приходится почти весь цирконий породы. В форстеритовых карбонатитах внутренней зоны тел $II^а$ подстадии массива 3 в качестве минералов-концентраторов циркония выступают циркелит, бадделеит и гатчеттолит. Распределение циркония по минералам такое же, как и в форстеритовых карбонатитах внешней зоны. Распределение циркония по минералам в форстеритовых карбонатитах внутренней зоны $II^б$ подстадии такое же, как и в форстеритовых карбонатитах внутренней зоны массива 1.

Анализируя изменение содержаний циркония в магнетитах, следует отметить три особенности: 1) содержание циркония в магнетитах II стадии значительно ниже, чем в магнетитах I стадии; 2) наблюдается закономерное уменьшение количества циркония в магнетите от внешних зон к внутренним; 3) концентрация циркония в магнетитах из внешних зон тел варьирует в зависимости от состава исходных пород: магнетиты из

диопсидовых карбонатитов беднее цирконием, чем магнетиты из форстеритовых карбонатитов внешней зоны (см. табл. 65).

В диопсидах массива 1 содержание циркония выше, чем в диопсидавгитах из карбонатитов I стадии (см. табл. 68).

В ранних кальцитовых карбонатитах массива 2 среднее содержание двуокиси циркония составляет 0,18%. В апоийолитовых и апонефелинсиенитовых карбонатитах содержится в среднем 0,2% ZrO_2, в апофенитовых — 0,13%, в апосланцевых — 0,04%. Характерно, что карбонатиты, развитые по безкварцевым фенитам, содержат до 0,18% ZrO_2, а карбонатиты, заместившие кварцсодержащие фениты,— не более 0,07% ZrO_2.

Как правило, содержание циркония возрастает от центра карбонатитовых тел к периферии. Так в телах, развившихся по нефелиновым сиенитам, содержание двуокиси циркония в периферических частях составляет 0,25%, а в осевых снижается до 0,07%; в телах среди ийолитов в периферических частях оно достигает 0,22%, а в центральных составляет только 0,09%.

Главным минералом-концентратором циркония в карбонатитах массива 2 является циркон. Кроме того, цирконий рассеян в пироксенах (0,18—0,54% ZrO_2), амфиболах (0,11 до 0,24% ZrO_2), сфенах (до 3% ZrO_2) и гатчеттолитах (до 2% ZrO_2). В ранних кальцитовых карбонатитах массива 2 главным носителем циркония является пироксен, на долю которого приходится от 40 до 95% всего циркония породы; в амфиболах рассеяно от 3 до 15% циркония, в сфенах — до 5%, в гатчеттолитах от 3 до 15%. На долю циркона приходится до 60% циркония в обогащенных цирконом разностях и 10—15% в карбонатитах, где его мало.

В амфиболах и пироксенах ранних кальцитовых карбонатитов наблюдается закономерное изменение содержаний циркония. В пироксенах краевых частей тел содержание циркония возрастает по мере снижения щелочности исходных пород: в пироксенах апоийолитовых карбонатитов оно составляет в среднем 0,25% ZrO_2, увеличиваясь в пироксенах из апофенитовых разностей до 0,41%. От центральных частей карбонатитовых тел к периферии в пироксенах и амфиболах наблюдается снижение содержаний циркония, особенно отчетливое в апоийолитовых фациях. В центральных частях тел содержание двуокиси циркония в пироксенах достигает 0,42%, а на периферии оно снижается до 0,25%; в амфиболах содержание двуокиси циркония уменьшается от 0,21% до 0,11%.

В карбонатитах III стадии среднее содержание ZrO_2 составляет 0,05% для массивов 1 и 3 и 0,07% для массива 2. В карбонатитах этой стадии наблюдается четкая зависимость содержаний циркония от его количества в исходных породах. В краевых частях тел в карбонатитах столько же циркония, сколько и в исходных породах; во внутренних частях тел его меньше, но и здесь количество циркония отражает вариации его содержаний в исходных породах. В массивах 1 и 3 карбонатиты, развившиеся по нефелин-пироксеновым породам, содержат 0,03—0,04% ZrO_2, образовавшиеся по форстеритовым и пироксеновым карбонатитам — 0,06—0,08% ZrO_2 во внешних частях тел и 0,05% ZrO_2 во внутренних. Меньше всего двуокиси циркония в карбонатитах, сформировавшихся за счет форстеритовых и слюдяных карбонатитов внутренних зон II стадии (обычно не более 0,02%). В массиве 2, когда доломит-кальцитовые карбонатиты развиваются за счет обогащенных цирконием приконтактовых апоийолитовых и апонефелинсиенитовых карбонатитов, концентрация двуокиси циркония в периферических частях тел достигает 0,2%, снижаясь во внутренних частях до 0,03%. Если исходными породами были карбонатиты, обедненные цирконием, даже в периферических частях тел доломит-кальцитовых карбонатитов количество двуокиси циркония не превышает 0,06%.

В карбонатитах III стадии массивов 1 и 3 цирконий рассеян в магнетитах (0,007—0,016% ZrO_2), амфиболах (0,04—0,35% ZrO_2) и пирохлорах (0,2—1,1% ZrO_2), несущих от 5 до 40% всего циркония породы. Бóльшая часть циркония входит в циркон. В массиве 2 главные минералы-носители циркония — амфиболы (0,1—0,35% ZrO_2) и эгирин (до 0,54% ZrO_2). В небольших количествах цирконий рассеян в пирохлорах, содержащих до 1,5% ZrO_2. На долю темноцветных минералов приходится до 60% всего циркония породы, 2—6% циркония сосредоточено в пирохлоре и только 35—45% циркония концентрирует циркон.

Изредка в магнетитах происходит некоторое повышение содержаний циркония вблизи границ с породами, обогащенными цирконием, но обычно никакой связи между количеством циркония в породе и его содержанием в минералах нет. В амфиболах наблюдается возрастание содержаний циркония по мере снижения щелочности системы. В периферических зонах тел содержание двуокиси циркония в амфиболах возрастает от 0,11% для апоийолитовых фаций до 0,32% для апофенитовых. Количество двуокиси циркония возрастает от периферии к центру тел от 0,11% до 0,21% в амфиболах из апоийолитовых фаций и от 0,32% до 0,58% — в амфиболах из апофенитовых.

В карбонатитах IV стадии среднее содержание двуокиси циркония около 0,03%. В крупнозернистых анкеритовых карбонатитах циркония очень мало, часто содержание двуокиси циркония в них ниже 0,003% и в среднем составляет 0,012%. В мелкозернистых анкеритовых карбонатитах циркония немного больше (в среднем 0,040% ZrO_2). Для мелкозернистых анкеритовых карбонатитов характерны те же закономерности в распределении циркония, что и для карбонатитов III стадии: зависимость содержаний циркония от его количества в исходных породах и снижение концентраций циркония от периферических к центральным частям тел.

В отличие от магнетитов III стадии, магнетит в анкеритовых карбонатитах циркония не содержит; минералами-носителями циркония являются амфибол и эгирин. В амфиболах, содержащих до 0,25% двуокиси циркония, и в эгиринах, где ее количество достигает 0,13%, сосредоточено от 20 до 60% циркония породы. Остальная часть циркония приходится на циркон.

* * *

Поведение циркония в I стадию карбонатитового процесса отличается от поведения титана. Содержание циркония в карбонатитах выше, чем в исходных породах, т. е. цирконий должен был привноситься растворами. В то же время, отсутствие циркониевых минералов в мономинеральных кальцитовых карбонатитах осевых частей тел свидетельствует о том, что концентрация циркония в поступавших растворах была недостаточной, чтобы в этих условиях цирконий мог отложиться, например, в виде бадделеита. Только по мере повышения активности титана достигается насыщение для кальциртита — своеобразного цирконо-титаната, где цирконий входит как в анионную группировку, занимая позиции, сходные с позициями титана, так и в катионную, изоморфно с кальцием. Видимо, в условиях высокой щелочности, отличающих образования внутренних зон I стадии, анионные свойства циркония усилены настолько, что он почти самостоятельно может образовывать соединения солевого типа, правда только с наиболее слабыми катионными группировками. В данном случае наиболее слабым катионом оказывается ион Zr^{4+}. Ближе к периферическим частям тел кальциртит исчезает, и в пироксеновой зоне отмечается лишь в наиболее щелочных фациях. Вероятно, раскисление, которое происходит в периферических частях тел I стадии, ослабляет анионные свойства циркония и он теряет способность обра-

зовывать цирконаты. Валовая концентрация циркония при этом остается постоянной или, возможно, даже несколько снижается, так что условий для осаждения бадделеита не возникает. Вблизи границ тел возрастает активность кремния, поэтому здесь в наиболее кислых фациях, где при одной и той же валовой активности циркония активность иона Zr^{4+} достигает максимальной величины, появляется циркон.

На распределение циркония в породообразующих минералах влияют те же причины, что и на распределение титана: с увеличением щелочности исходных пород возрастает содержание циркония в породообразующих минералах внешней зоны (см. табл. 64). Видимо, повышение щелочности способствует вхождению циркония в силикаты и магнетит по тем же причинам, которые предполагаются для титана. Косвенным подтверждением того, что концентрация циркония и титана в породообразующих минералах в значительной мере является функцией щелочности служит уменьшение титан-циркониевого отношения в минералах с возрастанием щелочности (см. табл. 64).

Распределение циркония в карбонатитах II стадии массивов 1 и 3 отличается от его распределения в карбонатитах I стадии. Среднее содержание циркония резко снижается по сравнению с I стадией и свидетельствует об интенсивном выносе циркония, так как субстратом для карбонатитов II стадии служили главным образом карбонатиты I стадии. Очевидно, концентрация циркония в поступавших растворах была ниже необходимой для осаждения циркониевых минералов. В результате взаимодействия с исходными породами в ходе растворения циркониевых и цирконийсодержащих минералов I стадии раствор обогащался цирконием и приобретал способность осаждать бадделеит или циркелит.

Вряд ли следует предполагать снижение концентраций циркония в растворах II стадии по сравнению с растворами I стадии. Скорее снижение температуры может способствовать увеличению концентраций реакционноспособных форм циркония за счет возрастания констант диссоциации его растворимых комплексов. А интенсивное растворение кальциртита связано, наверное, с уменьшением его устойчивости из-за снижения температуры и щелочности. Вероятно, снижение температуры и щелочности увеличивает растворимость и бадделеита. Этим можно объяснить отсутствие бадделеита в карбонатитах $II^б$ подстадии даже тогда, когда они развиваются по породам, обогащенным цирконием.

Так как возрастание концентрации циркония в растворах происходило в результате его извлечения из пород субстрата, в телах массива 3, развившихся по богатым цирконием форстеритовым карбонатитам I стадии, бадделеит появляется уже во внутренних зонах. Пироксеновые карбонатиты I стадии массива 3 и карбонатиты массива 1 значительно беднее цирконием, и тогда, когда исходными являются они, бадделеит появляется только по периферии тел. Количество циркония в карбонатитах внешних зон отражает разницу в исходных его содержаниях и увеличивается в форстеритовых карбонатитах внешней зоны по сравнению с диопсидовыми, а его частичный вынос обусловливает уменьшение содержаний от внешних частей тел к внутренним.

В массиве 2 формирование ранних кальцитовых карбонатитов сопровождалось интенсивным выносом циркония при замещении пород, богатых цирконием (ийолиты, нефелиновые сиениты), или его привносом при замещении бедных цирконием фенитов. Рост количества циркония в карбонатитах, заместивших апосланцевые фениты, по мере приближения к нефелиновым сиенитам дает основание предположить, что здесь происходило перераспределение циркония вдоль фронта метасоматического замещения. Отсутствие циркона в самых центральных частях тел и его появление ближе к периферии свидетельствует о том, что поступавшие растворы были недосыщены цирконием и кремнием. Возмож-

ность появления циркона возникала в результате обогащения растворов цирконием и кремнием при взаимодействии с исходными породами. Для появления циркона было необходимо не только увеличение концентраций кремния, но и возрастание концентраций циркония. На это указывает отсутствие циркония в метасоматитах по сланцам, содержавшим мало циркония, а также явления перераспределения циркония вдоль фронта замещения.

Характер циркониевой минерализации и распределение ZrO_2 в минералах свидетельствуют о том, что на поведении циркония еще резче, чем на поведении титана, сказывается изменение щелочности системы. Во II стадию цирконий почти полностью утрачивает способность выступать в качестве аниона: даже в массивах 1 и 3 собственно циркониевый минерал (бадделеит) представляет собой окись циркония, и только в циркелитах в сочетании с титаном и, главное, с ниобием цирконий сохраняет способность входить в анионную группировку. Но и в циркелитах заметную роль в анионной группировке цирконий играет только в наиболее щелочных фациях; при переходе к более кислым фациям он уступает свое место в анионной группировке ниобия и титану и входит в состав главным образом катионной части. Вероятно, и в дизаналитах он занимает позиции не титана, а кальция. В массиве 2 цирконий выступает уже почти исключительно в роли катиона, связываясь, преимущественно в цирконе.

Утрата цирконием кислотных свойств и усиление основности сказывается и на его содержаниях в породообразующих минералах. В магнетитах происходит резкое снижение содержаний циркония по сравнению с магнетитами I стадии; при этом значительно возрастает титан-циркониевое отношение. Это объясняется тем, что цирконий практически утрачивает свою способность связываться в решетках типа ильменитовой. Подтверждением того, что цирконий в магнетит входит лишь в той мере, в какой он еще способен выполнять функции аниона, служит рост его содержаний в магнетитах с увеличением щелочности системы — от внутренних зон к внешним, и от менее щелочных фаций (диопсидовые карбонатиты) — к более щелочным (форстеритовые карбонатиты внешней зоны). В пироксенах II стадии содержание циркония возрастает по сравнению с I стадией. Цирконий, видимо, входит уже главным образом в катионную часть, поэтому содержание циркония в силикатах не уменьшается, как в карбонатитах I стадии, а, наоборот, возрастает по мере снижения щелочности системы, так как повышение кислотности способствует вытеснению цирконием более сильных катионов. Таким образом, если инверсия в поведении титана происходит в условиях щелочности, соответствующих условиям формирования диопсидовых карбонатитов массива 1, то инверсия в поведении более основного циркония, происходит при значениях щелочности, лежащих в интервале между величинами щелочности карбонатитов I и II стадий.

В карбонатитах II^a подстадии массива 3 отчетливо проявлено влияние различий в содержаниях циркония и титана в исходных породах, а также распределения этих элементов в породообразующих минералах на характер редкометальной минерализации. Для исходных пород количество титана возрастает, а количество циркония снижается в ряду: форстеритовые карбонатиты I стадии — пироксеновые карбонатиты I стадии — пироксеновые породы. Соответственно изменяется содержание циркония и титана в образующихся карбонатитах. В результате наблюдается закономерное увеличение титан-циркониевого отношения в ряду карбонатитов II^a подстадии: форстеритовые внешней зоны — диопсидовые, развитые по пироксеновым карбонатитам, —диопсидовые, развитые по пироксеновым породам. В этом же ряду происходит изменение соотношений обособленных и рассеянных форм титана и циркония.

Основная масса рассеянного титана в карбонатитах II^a подстадии приходится на магнетит. Породы этого ряда представляют собой фации с понижающейся щелочностью. В магнетитах этого ряда пород наблюдается последовательное снижение содержаний титана. Таким образом, параллельно с возрастанием концентраций титана в карбонатитах происходит снижение содержаний титана в магнетитах и увеличение количества обособленного титана, сконцентрированного в редкометальных минералах. Количество обособленного циркония в этом направлении уменьшается: в форстеритовых карбонатитах внешней зоны рассеянный цирконий составляет всего 1% от общего его количества, в диопсидовых карбонатитах до 15% циркония рассеяно в породообразующих минералах, главным образом в пироксенах.

Таким образом, в анализируемом ряду параллельно со снижением содержаний циркония в карбонатитах происходит уменьшение количества обособленного циркония, входящего в состав редкометальных минералов. Поэтому в ряду: форстеритовый карбонатит внешней зоны — диопсидовый карбонатит по пироксеновому карбонатиту — диопсидовый карбонатит по пироксеновой породе наблюдается одновременно уменьшение количества обособленного циркония и возрастание количества обособленного титана, и в связи с этим резкое изменение их соотношений: первый член ряда характеризуется наименьшей, а последний — наибольшей величиной TiO_2/ZrO_2. Это — причина развития трех типов колонок с различной сменой парагенезисов редкометальных минералов от периферии к центру тел. Для первого члена этого ряда (фаций, развивающихся по форстеритовым карбонатитам I стадии), где обособленный цирконий преобладает над обособленным титаном, характерна следующая смена редкометальных парагенезисов (от периферии к центру): *Дз+Бд+Цр→Бд+Цр→Бд+Гт→Гт*. В породах второго члена ряда (фациях, развивающихся по пироксеновым карбонатитам), где обособленные цирконий и титан присутствуют примерно в равных количествах, смена парагенезисов редкометальных минералов несколько иная: *Дз+Бд+Цр→Цр→Цр+Гт→Гт*. Для третьего члена ряда (фаций, формирующихся по пироксеновым породам), обогащенного обособленным титаном по сравнению с обособленным цирконием, парагенезисы редкометальных минералов сменяются в следующем порядке (от периферии к центру): *Дз+Бд+Цр→Дз+Цр→Дз+Цр+Гт→Цр+Гт→Гт*.

Все три колонки парагенезисов редкометальных минералов возникают при постепенном возрастании количества ниобия относительно титана и циркония (см. фиг. 37). Каждая из этих колонок соответствует определенному соотношению обособленных титана и циркония в системе. Так как от периферии к центру тел карбонатитов II^a подстадии происходит увеличение количества ниобия и уменьшение содержаний циркония и титана в породах, можно предположить, что смена парагенезисов редкометальных минералов в этом направлении связана как с привносом ниобия, так и с выносом титана и циркония. Тот факт, что соотношение обособленных титана и циркония на протяжении каждой колонки сохраняется постоянным и зависит от состава исходных пород, свидетельствует о том, что вынос циркония и титана происходил в общем параллельно.

В условиях III и IV стадий цирконий практически полностью утрачивает свои анионные свойства. В магнетит III стадии он входит в ничтожных количествах, в магнетите IV стадии он отсутствует. Его единственным устойчивым минералом является циркон. В силикатах цирконий, видимо, также входит только в катионную группировку, в связи с чем его содержание в амфиболах возрастает по мере снижения щелочности системы.

Глава 3

НИОБИЙ И ТАНТАЛ

Содержание ниобия в силикатных породах, служивших субстратом при формировании карбонатитов, изменяется в широких пределах. Наименьшие содержания ниобия отмечены в сланцах (0,003—0,008%, в среднем 0,005% Nb_2O_5). В пределах щелочно-ультраосновных массивов наиболее высокие содержания ниобия характерны для пород ряда пикритовый порфирит — альнёит (0,04%—0,2%, в среднем 0,1% Nb_2O_5); нефелин-пироксеновые породы беднее ниобием (0,04% Nb_2O_5), еще меньше ниобия в пироксенитах и пироксеновых породах (0,025% Nb_2O_5) и в магматических ийолитах (0,016% Nb_2O_5). В нефелиновых сиенитах в среднем содержится 0,02% Nb_2O_5, причем наблюдается слабое обогащение ниобием (до 0,025% Nb_2O_5) эндоконтактовых фаций на границе с нефелин-пироксеновыми породами. В фенитах по нефелин-пироксеновым породам содержится 0,019%, а в фенитах по сланцам — 0,008% Nb_2O_5.

Из всех метасоматических процессов, приводящих к изменению минерального состава нефелин-пироксеновых пород, только фенитизация сопровождается снижением содержаний ниобия. Все остальные преобразования приводят к увеличению количества ниобия в породах. Неизмененные нефелин-пироксеновые породы характеризуются равномерным распределением ниобия (при среднем содержании 0,04% Nb_2O_5), малой величиной дисперсии его содержаний ($D=0{,}0002$) и небольшим коэффициентом вариации (к. в.=0,35). Среднее содержание Nb_2O_5 по всем пробам нефелин-пироксеновых пород, включая перекристаллизованные, ослюденелые, амфиболизированные и карбонатизированные участки, составляет 0,11% с высокой дисперсией ($D=0{,}033$) и большим коэффициентом вариаций (к. в.=1,61). В неизмененных разностях нефелиновых сиенитов (0,02% Nb_2O_5) дисперсия мала ($D=0{,}0001$) и мал коэффициент вариации (к. в.=0,5). По всем пробам нефелиновых сиенитов, включая измененные участки, среднее содержание Nb_2O_5 составляет 0,10%, при $D=0{,}031$ и к. в.=1,5. Эти цифры показывают, что развитие изменений в силикатных породах приводит к значительному увеличению содержаний ниобия; судя по характеру распределения, вероятно, за счет появления наложенной минерализации.

Высокое содержание ниобия в породах ряда пикритовый порфирит — альнёнит, несмотря на широкое развитие в них различных изменений, вероятно является первичным: эти породы характеризуются более низкими величинами дисперсии ($D=0{,}004$) и коэффициента вариаций (к. в.=0,61), чем измененные нефелин-пироксеновые породы и нефелиновые сиениты при том же среднем уровне содержаний.

Содержание тантала в силикатных породах колеблется в меньших пределах. В сланцах количество Ta_2O_5 варьирует от 0,0002% до 0,0042% и в среднем составляет 0,0015% при отношении Nb_2O_5/Ta_2O_5, равном 3.

В нефелин-пироксеновых породах содержание Ta_2O_5 в среднем равно 0,0061% (от 0,002 до 0,009%), а $Nb_2O_5/Ta_2O_5=8$. В пироксенитах тантала столько же, отношение $Nb_2O_5:Ta_2O_5$ равно 4. В магматических ийолитах тантала меньше (0,0022% Ta_2O_5) при $Nb_2O_5:Ta_2O_5=8$. В нефелиновых сиенитах среднее содержание Ta_2O_5 0,0028%, $Nb_2O_5:Ta_2O_5=7$; в эндоконтактовых разностях количество Ta_2O_5 увеличивается до 0,005%, а $Nb_2O_5:Ta_2O_5$ уменьшается до 5. В фенитах по сланцам содержится 0,0009% Ta_2O_5, $Nb_2O_5:Ta_2O_5$ равно 9. В породах ряда пикритовый порфирит — альнёит среднее содержание Ta_2O_5 составляет 0,006%, $Nb_2O_5:Ta_2O_5$ равно 17.

Карбонатиты I стадии отличаются наиболее низкими содержаниями Nb_2O_5: 0,015—0,026% в массиве 1 и 0,030%—0,040% в массиве 3. В периферических частях карбонатитовых тел наблюдается некоторое возрастание содержаний ниобия по сравнению с внутренними (см. табл. 62—63).

Таблица 69

Содержание Nb и Ta в магнетитах массива 1 (в %)

Стадия	Тип карбонатитов	Nb_2O_5			Ta_2O_5		
		max	min	ср.	max	min	ср.
I	Пироксеновый	0,023	0,017	0,020	0,002	0,0005	0,0010
	Форстеритовый	0,025	0,019	0,022	0,002	0,0005	0,0013
II	Диопсидовый	0,065	0,020	0,047	0,0030	0,0010	0,0020
	Форстеритовый (внешняя зона)	0,070	0,042	0,054	0,0036	0,0022	0,0028
	То же (внутренняя зона)	0,053	0,016	0,036	0,0018	0,0005	0,0008
	Слюдяной (внутренняя зона)	0,031	0,028	0,030	0,001	Не обн.	0,0005
III	Амфиболовый (на границе тел):						
	по ийолиту			0,053			0,0009
	по пироксеновому I стадии			0,060			0,0010
	по форстеритовому I стадии			0,086			0,0017
	Амфиболовый (внешняя зона):						
	по пироксеновому I стадии	0,050	0,029	0,042	0,0014	Не обн.	0,0007
	по диопсидовому II стадии	0,047	0,038	0,042	0,0016	0,0005	0,0007
	по форстеритовому	0,058	0,021	0,043	0,0017	0,0006	0,0007

В карбонатитах I стадии минералы ниобия отсутствуют. Ниобий рассеян в темноцветных минералах, перовските и кальциртите. Тантал также рассеян в темноцветных минералах и цирконо-титанатах (см. табл. 17, 18, 64, 66, 67, 69). В породообразующих минералах карбонатитов рассеяно от 20 до 80% всего ниобия и тантала породы, остальное сконцентрировано в перовските и кальциртите: в среднем доля ниобия, рассеянного в породообразующих минералах, составляет для массива 1 — 60%, для массива 3 — 30%. В пироксеновых карбонатитах с магнетитом ниобий примерно поровну распределен между пироксеном, слюдой и магнетитом; в шорломитсодержащих карбонатитах большая часть ниобия приходится на шорломит; в форстеритовых карбонатитах две трети ниобия рассеяно в магнетите и одна треть — в слюде. Распределение тантала мало отличается от распределения ниобия.

В перовскитах содержание ниобия закономерно возрастает по мере снижения щелочности пород. В периферических частях тел массива 3 количество Nb_2O_5 в перовскитах увеличивается от 1,2—2,5% в карбонатитах по пироксенитам до 3—5% в карбонатитах по нефелин-пироксеновым породам (см. табл. 17).

По направлению к осевым частям тел в перовскитах уменьшается содержание ниобия и отношение $Nb_2O_5:Ta_2O_5$. Так, в массиве 3 перов-

скит из пироксеновых карбонатитов (внешняя зона тел) содержит в среднем 4,28% Nb_2O_5 ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 8,5$), а перовскит из форстеритовых карбонатитов (внутренняя зона) — 3,8% Nb_2O_5 ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 6,5$). В массиве 1 то же наблюдается даже в пределах форстеритовой зоны: вблизи ее границы с пироксеновой зоной перовскит содержит в среднем 2,63% Nb_2O_5 ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 10$), а вблизи границы с внутренней слюдяной зоной — 1,79% Nb_2O_5 ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 4,7$).

Поведение ниобия в породообразующих минералах, в общем, аналогично поведению титана. В периферических частях тел во всех минералах происходит возрастание содержаний ниобия по мере увеличения щелочности исходных пород (см. табл. 61). Как и для титана, в форстеритовой зоне по сравнению с пироксеновой увеличивается содержание ниобия в магнетитах и уменьшается в слюдах (см. табл. 66 и 67). Одновременно уменьшается и ниобий-танталовое отношение как в магнетитах (от 16 до 14 в массиве 3 и от 19 до 15 в массиве 1), так и в слюдах (от 9 до 6,5).

Поскольку карбонатиты I стадии содержат примерно столько ниобия, сколько и исходные породы (или несколько меньше), видимо, большая часть ниобия в них заимствована из вмещающих пород. При этом происходило перераспределение ниобия. Карбонатиты I стадии по характеристикам распределения ниобия резко отличаются от исходных силикатных пород: при среднем содержании $Nb_2O_5 = 0,02\%$ (более низком по сравнению с неизмененными нефелин-пироксеновыми породами) карбонатиты массива 1 характеризуются более высокими значениями дисперсии ($D = 0,00034$) и коэффициента вариации (к. в. = 0,90). Следует отметить, что по величине коэффициента вариации содержаний ниобия карбонатиты I стадии почти не отличаются от более поздних карбонатитов, несущих минералы ниобия.

В карбонатитах II стадии наблюдается очень сложная картина распределения ниобия и тантала, причем каждому массиву свойственны свои особенности.

МАССИВ 1

В массиве 1 среднее содержание Nb_2O_5 в карбонатитах II стадии составляет 0,38%. Наблюдается закономерное изменение содержаний ниобия по зонам карбонатитовых тел. Самые внутренние зоны, сложенные мономинеральными кальцитовыми карбонатитами сравнительно бедны ниобием (0,15% Nb_2O_5). В слюдяной зоне содержание Nb_2O_5 возрастает до 0,28%, наиболее богаты ниобием внутренние форстеритовые зоны (0,56%), во внешних зонах количество Nb_2O_5 уменьшается до 0,15% в форстеритовых и 0,12% — в диопсидовых разностях (см. табл. 62).

Иначе выглядит распределение тантала в телах II стадии. Среднее содержание Ta_2O_5 — 0,005%. Во внутренних зонах (магнетитовая, слюдяная и форстеритовая) оно не превышает 0,003% (часто меньше). Отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в этих зонах больше 100. Во внешних зонах содержание Ta_2O_5 возрастает до 0,018% в форстеритовых и 0,012% в диопсидовых карбонатитах, отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ уменьшается, соответственно, до 8—11.

Следует отметить, что содержания ниобия и тантала в пределах каждой зоны широко варьируют. Концентрация ниобия в пределах внутренней форстеритовой зоны, например, меняется от 0,1 до 2%. Распределение ниобия характеризуется сравнительно большими величинами дисперсии и коэффициента вариаций содержаний ($D = 0,11$; к. в. = 0,75 — во внутренних зонах и $D = 0,40$, к. в. = 1,06 — во внешних). Более нерав-

номерное распределение ниобия во внешних зонах объясняется, во-первых, тем, что во внешних зонах много реликтовых блоков карбонатитов I стадии, и, во-вторых, тем, что концентраторами ниобия являются несколько минералов (гетчеттолит, циркелит), в отличие от внутренних зон, где концентратором является один пирохлор. Для тантала характерна такая же неравномерность распределения, что и для ниобия.

Во внутренних зонах карбонатитовых тел кроме пирохлора тантал и ниобий входят в состав слюд и магнетитов (см. табл. 67 и 69). Темноцветные минералы несут не более 1% Nb_2O_5 от общего количества, так как почти весь ниобий сконцентрирован в пирохлоре. Бóльшая часть тантала сконцентрирована в пирохлоре, несмотря на низкие содержания в нем Ta_2O_5; не более 3% всего тантала породы приходится на темноцветные минералы.

Во внешних зонах ниобий и тантал входят в состав гатчеттолита, дизаналита, циркелита (см. табл. 32, 33, 35, 38 и 39), до 2% Nb_2O_5 содержит бадделеит. Кроме того, ниобий и тантал рассеяны в пироксенах, слюдах и магнетитах (табл. 67—69). Доля ниобия и тантала, приходящихся на темноцветные минералы, во внешних зонах возрастает до 3—8%, но и здесь оба элемента сосредоточены главным образом в редкометальных минералах, преимущественно в гатчеттолите. Лишь вдоль границ тел иногда до 20—30% ниобия и тантала скапливается в циркелите и дизаналите.

Как в темноцветных, так и в редкометальных минералах происходит закономерное изменение содержаний ниобия и тантала, а также величины ниобий-танталового отношения по фациям и зонам карбонатитов.

В слюдах и магнетитах II стадии содержание ниобия возрастает по сравнению с I стадией. Содержание тантала возрастает по сравнению с I стадией в магнетитах внешней зоны и уменьшается — в магнетитах внутренней; в итоге отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в магнетитах II стадии во внутренней зоне увеличивается по сравнению с I стадией, а во внешних — остается таким же. В слюдах обеих зон отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ увеличивается по сравнению с I стадией.

В слюдах и магнетитах II стадии содержание ниобия и тантала уменьшаются от периферии к центру тел, в этом же направлении в них увеличивается отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$.

В периферических зонах наблюдается увеличение содержаний ниобия и тантала и уменьшение ниобий-танталового отношения в слюдах и магнетитах по мере возрастания щелочности исходных пород: слюды и магнетиты диопсидовых карбонатитов беднее ниобием и танталом, чем слюды и магнетиты форстеритовых карбонатитов внешней зоны и отличаются большими величинами отношения $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ (см. табл. 67 и 69).

В гатчеттолитах отмечено изменение ниобий-танталового отношения в зависимости от состава исходных пород. В ряду карбонатитов, развившихся по ряду исходных пород с последовательно возрастающей щелочностью,— 1) нефелиновый сиенит, 2) нефелин-пироксеновая порода, 3) пироксеновый карбонатит I стадии, 4) форстеритовый карбонатит I стадии,— содержание Ta_2O_5 и величины отношения $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в гатчеттолитах составляют, соответственно: 1) 1,5% и 30, 2) 2—4% и 10—15, 3) 7—10% и 5—8; 4) 10—20% и 2—5 (см. табл. 38).

МАССИВ 3

В массиве 3 карбонатиты $II^а$ и $II^б$ подстадий различны по характеру распределения в них ниобия и тантала.

В карбонатитах $II^а$ подстадии среднее содержание Nb_2O_5 составляет 0,1%, Ta_2O_5 — 0,01%, отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в них равно 10. Внутрен-

ние зоны тел заметно обогащены ниобием и танталом (0,14% Nb_2O_5 и 0,017% Ta_2O_5), по сравнению с внешними (0,07% Nb_2O_5 и 0,007% Ta_2O_5).

Во внутренних зонах роль главного концентратора ниобия и тантала играет гатчеттолит (циркелит появляется только близ границ с внешней зоной). Кроме того, ниобий и тантал рассеяны в слюдах и магнетитах (см. табл. 63). В этих зонах не более 3% всего ниобия и тантала породы приходится на темноцветные минералы, все остальное сконцентрировано в гатчеттолите и циркелите.

Во внешних зонах главным концентратором ниобия и тантала является циркелит; кроме того, ниобий и тантал концентрируются в дизаналите (табл. 29 и 30) и в меньшей степени — в бадделеите, содержащем до 2% Nb_2O_5. Рассеянные ниобий и тантал присутствуют в диопсидах, магнетитах (см. табл. 66) и слюдах, содержащих 0,02—0,06 Nb_2O_5 и 0,002—0,006 Ta_2O_6. На долю темноцветных минералов приходится от 5 до 15% всего ниобия и тантала породы, остальное их количество сосредоточено в циркелите, бадделеите и дизаналите.

В магнетитах II^а подстадии по сравнению с I стадией увеличивается как содержание ниобия, так и содержание тантала, а также отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ (см. табл. 66). Количество ниобия и тантала в магнетитах закономерно возрастает от внутренних зон к внешним, а отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ уменьшается от 23 в центральных частях до 16—19 в периферических (табл. 66). В магнетитах внешних зон наблюдается возрастание содержаний ниобия и тантала и уменьшение отношения $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ по мере возрастания щелочности исходных пород: в форстеритовых карбонатитах внешней зоны магнетиты содержат 0,051% Nb_2O_5 и 0,0032% Ta_2O_5 ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 16$), в диопсидовых — 0,041% Nb_2O_5 и 0,0022% Ta_2O_5 ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 19$).

В циркелитах происходит увеличение содержаний ниобия и тантала от периферических частей тел к внутренним. Одновременно уменьшается отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$, причем наиболее интенсивно в наименее щелочных фациях (см. табл. 33, 34).

В периферических зонах тел наблюдается последовательное увеличение содержаний тантала и уменьшение ниобий-танталового отношения в циркелитах по мере возрастания щелочности пород. В ряду карбонатитов, развившихся: 1) по нефелин-пироксеновым породам, 2) по пироксеновым карбонатитам I стадии, 3) по форстеритовым карбонатитам I стадии содержания тантала и отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в циркелитах равны соответственно: 1) 0,54% и 19, 2) 0,90% и 10,2, 3) 1,75% и 6 (см. табл. 33, 34). Даже в тех частях внешней зоны, которые сравнительно удалены от границ с исходными породами, отмечается увеличение содержаний тантала и уменьшение отношения $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в циркелитах при возрастании щелочности исходных пород (см. табл. 34).

В общем такая же, хотя и менее четкая, зависимость между содержанием тантала и щелочностью исходных пород характерна для гатчеттолита: в телах, развившихся по нефелин-пироксеновым породам, гатчеттолит содержит 2,45—4,2% Ta_2O_5, отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в нем равно 13. В телах, заместивших ранние карбонатиты, гатчеттолит значительно богаче танталом (4,5—7,9% Ta_2O_5), и отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в нем равно 5,5 (см. табл. 35).

В карбонатитах II^б подстадии среднее содержание ниобия (0,28% Nb_2O_5) выше, чем в карбонатитах II^а подстадии. Содержание тантала в этих карбонатитах низкое — (в среднем 0,002% Ta_2O_5). Количество ниобия уменьшается от внутренних зон тел (0,31% Nb_2O_5) к внешним (0,22% Nb_2O_5).

Главный концентратор ниобия и тантала — пирохлор; кроме того, ниобий и тантал входят в состав циркелита и ильменита, а также рассеяны в слюдах, содержащих 0,017% Nb_2O_5 и 0,001% Ta_2O_5, диопсидах и

магнетитах (см. табл. 68, 66). В темноцветных минералах рассеяно меньше 1% общего количества ниобия и до 15% общего количества тантала. На ильменит и циркелит приходится не более 3% этих элементов. Почти все они сконцентрированы в пирохлоре.

По сравнению со II^а подстадией слюды и магнетиты II^б подстадии обеднены ниобием и танталом и отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в них более высокое. В магнетитах наблюдается увеличение содержаний ниобия и тантала от внутренних зон к внешним. Закономерное возрастание содержаний тантала от внутренних зон к внешним наблюдается также и в пирохлоре: пирохлорам из форстеритовых карбонатитов внутренней зоны свойственны очень низкие содержания тантала (0,0n% Ta_2O_5), в пирохлорах из диопсидовой зоны минимальное содержание 0,35% Ta_2O_5, а в некоторых образцах оно достигает 0,90%.

МАССИВ 2

В ранних кальцитовых карбонатитах массива 2 гатчеттолит встречается почти во всех разновидностях. В большинстве случаев он образует спорадическую редкую вкрапленность, и только в отдельных участках содержание его увеличивается. Соответственно содержание Nb_2O_5, в ранних кальцитовых карбонатитах варьирует от 0,035 до 0,045% и только в участках, обогащенных гатчеттолитом, оно достигает 0,1—0,4%. Количество пятиокиси тантала в карбонатитах обычно составляет 0,008—0,011%, увеличиваясь до 0,02—0,06% в участках, обогащенных гатчеттолитом.

Кроме гатчеттолита, ниобий и тантал содержатся в пироксенах (0,025—0,093% Nb_2O_5 и 0,09—0,032% Ta_2O_5), амфиболах (0,015—0,05% Nb_2O_5 и 0,006—0,009% Ta_2O_5), слюдах (0,014—0,065 Nb_2O_5 и 0,002—0,014% Ta_2O_5), магнетите (до 0,03 Nb_2O_5), цирконе (до 0,07% Nb_2O_5) и сфене (до 1% Nb_2O_5). В бедных ниобием и танталом карбонатитах от 20 до 50% ниобия и тантала рассеяно в темноцветных минералах, 15—25% этих элементов приходится на сфен и циркон и только 30—40% сосредоточено в гатчеттолите. В обогащенных гатчеттолитом участках на долю породообразующих минералов, циркона и сфена приходится не более 10% всего ниобия и тантала породы, бóльшая часть их сосредоточена в гатчеттолите.

Ранее уже отмечалось уменьшение в гатчеттолите содержаний тантала и увеличение отношения $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ по мере снижения щелочности системы, от более щелочных фаций к менее шелочным и от периферии к центру тел. В породообразующих минералах также наблюдаются изменения как содержаний, так и соотношений ниобия и тантала в зависимости от щелочности системы. В пироксенах из краевых частей тел в апоийолитовых фациях содержание пятиокиси ниобия составляет в среднем 0,08%, пятиокиси тантала — 0,028%, отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 3$. В апофенитовых фациях содержание Nb_2O_5 в пироксенах уменьшается до 0,045%, Ta_2O_5 — до 0,009%, а отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ возрастает до 5. В центральных частях тел содержание Nb_2O_5 в пироксенах снижается по сравнению с периферическими частями и составляет в среднем 0,030%. Содержание Ta_2O_5 уменьшается до 0,005%, а отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ увеличивается до 6.

В слюдах из периферических частей тел в апоийолитовых фациях количество Nb_2O_5 достигает 0,07%, Ta_2O_5 — 0,014%, отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в них равно 5. В телах, развившихся по нефелиновым системам слюды из периферических зон содержат 0,058% Nb_2O_5 и 0,010% Ta_2O_5 ($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 6$). В карбонатитах по апосланцевым фенитам слюды из внешних зон содержат в среднем 0,051% Nb_2O_5 и 0,007% Ta_2O_5

($Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 7$). В осевых частях тел содержание Nb_2O_5 в слюдах снижается до 0,046%, содержание Ta_2O_5 — до 0,0056%, отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ увеличивается до 8.

В карбонатитах III стадии среднее содержание Nb_2O_5 составляет 0,26% для массива 1, 0,18% для массива 3 и 0,09% для массива 2. Содержание Ta_2O_5 соответственно равно 0,0015%, 0,003% и 0,007%.

В карбонатитах массивов 1 и 2 отчетливо устанавливается зависимость содержаний ниобия от количества ниобия в исходных породах. Как правило, когда карбонатиты III стадии развиваются по породам, обогащенным ниобием (внутренние зоны тел II стадии массива 1 и тела $II^б$ подстадии массива 3), они беднее ниобием, чем исходные породы. Если же карбонатиты III стадии замещают породы, сравнительно бедные ниобием (силикатные породы, карбонатиты I стадии, гатчеттолитовые и циркелитовые карбонатиты II стадии), то содержание ниобия в них возрастает по сравнению с исходными породами. В массиве 1 общее количество ниобия в карбонатитах III стадии близко к общему количеству ниобия в исходных породах, т. е. при наложении III стадии не было ни выноса, ни привноса ниобия, а происходило только его перераспределение. В массиве 3 общее количество ниобия в карбонатитах III стадии несколько больше, чем возможная масса ниобия в исходных породах. Вероятно, в III стадию происходило дополнительное поступление ниобия в карбонатиты наряду с перераспределением ниобия исходных пород.

Сходная картина наблюдается и для тантала. При наложении процессов III стадии на сравнительно обогащенные танталом гатчеттолитовые карбонатиты, количество тантала уменьшается и карбонатиты III стадии значительно беднее танталом, чем исходные породы. При замещении карбонатитами III стадии остальных типов пород количество тантала несколько увеличивается по сравнению с исходными, реже — остается на прежнем уровне.

Однако сравнение общего количества тантала в карбонатитах III стадии с вероятным его количеством в исходных породах показывает отчетливое уменьшение общей массы тантала в карбонатитах III стадии по сравнению с исходной.

Таким образом, наряду с перераспределением тантала, развитие процессов III стадии приводит к выносу тантала из карбонатитов.

Если сравнить характеристики распределения ниобия в пирохлоровых карбонатитах II стадии и в карбонатитах III стадии, видно, что в последних дисперсия содержаний снижается ($D = 0{,}042$), причем уменьшение среднего квадратичного отклонения пропорционально снижению среднего содержания, так что коэффициент вариации остается практически таким же (к. в. = 0,78).

В массиве 2 распределение ниобия в доломит-кальцитовых карбонатитах также в значительной степени зависит от его содержания в исходных породах. При замещении силикатных пород или ранних карбонатитов, бедных гатчеттолитом, формируются карбонатиты с содержанием Nb_2O_5 не выше 0,03%. Только иногда вблизи участков, первично обогащенных гатчеттолитом, количество Nb_2O_5 возрастает до 0,1—0,15%. Если замещаются ранние карбонатиты, обогащенные гатчеттолитом, то содержание Nb_2O_5 в доломит-кальцитовых карбонатитах достигает 0,20%, хотя обычно содержания в них резко понижены по сравнению с исходными. Характерно, что в тех участках, где сохранился реликтовый гатчеттолит, содержание ниобия в доломит-кальцитовых карбонатитах сохраняется на том же уровне, что и в исходных породах. Там, где гатчеттолит интенсивно замещен пирохлором, содержание ниобия снижается по сравнению с исходным в 2—3 раза. Содержание тантала уменьшается в 1,5—2 раза там, где гатчеттолиты слабо затронуты процессами

изменения, и в 5—7 раз в тех участках, где наблюдается интенсивное замещение гатчеттолита пирохлором. Здесь отношение Nb_2O_5/Ta_2O_5 возрастает до 30 и более.

В карбонатитах III стадии главным концентратором ниобия и тантала является пирохлор. В небольших количествах эти элементы присутствуют в ильмените, рутиле и сфене. Часть ниобия и тантала рассеяна в магнетитах, слюдах, амфиболах и эгирине (см. табл. 65—69). На темноцветные минералы приходится менее 5% всего ниобия и не более 15% тантала породы; около 1% этих элементов рассеяно в титановых минералах; остальное количество этих элементов сконцентрировано в пирохлоре.

В породообразующих минералах карбонатитов III стадии наблюдается закономерное изменение содержаний ниобия и тантала по фациям и зонам карбонатитов. В магнетитах количество ниобия возрастает от центра к границам тел, одновременно отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ уменьшается от 60 до 50. Вдоль границ тел количество ниобия и тантала в магнетитах увеличивается по мере возрастания щелочности исходных пород в ряду: ийолит — пироксеновый карбонатит I стадии — форстеритовый карбонатит I стадии. Одновременно отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в магнетитах уменьшается от 59 до 50 (см. табл. 69). В слюдах периферических зон карбонатитовых тел III стадии массива 1 содержание ниобия возрастает по мере уменьшения щелочности исходных пород в ряду карбонатит I стадии — нефелин-пироксеновая порода. В этом же направлении увеличивается отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ от 6 до 11. От периферии к центру тел в слюдах апокарбонатитовой колонки содержание ниобия возрастает, а в слюдах апоийолитовой колонки остается на одном уровне. В обоих случаях отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ к центральным частям тел увеличивается до 18 (см. табл. 67). В массиве 2 наблюдается увеличение количества ниобия и тантала в слюдах по мере снижения щелочности исходных пород: по периферии тел в апоийолитовых карбонатитах III стадии слюды содержат 0,010% Nb_2O_5 и 0,0008% Ta_2O_5, в апофенитовых разностях — до 0,03% Nb_2O_5 и 0,001% Ta_2O_5; отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ увеличивается от 20 до 30. В центральных частях тел содержание Nb_2O_5 в слюдах возрастает до 0,04—0,05%, а содержание Ta_2O_5 обычно не превышает 0,001%, так что отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ увеличивается до 40—50. В амфиболах содержание ниобия закономерно возрастает от периферии тел (0,032—0,05% Nb_2O_5) к центру (до 0,07 Nb_2O_5) и от апоийолитовых наиболее щелочных фаций (0,032% Nb_2O_5) к менее щелочным — апофенитовым (0,050% Nb_2O_5). Количество тантала в амфиболах при этом остается постоянным и отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ увеличивается от 7,5 (в рихтеритах) до 12 (в магнезиоарфведсонитах).

Следует отметить еще одну особенность, характерную для образований III стадии. В титановых минералах псевдоморфоз и в минералах группы пирохлора содержания ниобия и тантала и их соотношения часто зависят от содержаний и соотношений этих элементов в исходных минералах. Так, в ильменитах из псевдоморфоз по шорломитам содержание пятиокиси ниобия обычно не превышает 0,5%, в ильмените из псевдоморфоз по перовскиту ее количество увеличивается до 1,5%, в псевдоморфозах по циркелиту ильменит содержит до 4—5% Nb_2O_5.

Пирохлор III стадии содержит 0,5—1,5% Ta_2O_5, но тогда, когда происходит изменение гатчеттолита с неоднократным переотложением, возникают разности, в которых отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ варьирует от 4 до 20.

В карбонатитах IV стадии массива 1 содержится в среднем 0,14% Nb_2O_5 и 0,0015% Ta_2O_5, массива 3—0,11% Nb_2O_5 и 0,002% Ta_2O_5, массива 2—0,04% Nb_2O_5 и 0,0005% Ta_2O_5.

Из образований IV стадии наиболее богаты ниобием и танталом анкеритизированные карбонатиты; в мелкозернистых анкеритовых карбонатитах ниобия и тантала меньше, крупнозернистые анкеритовые карбонатиты наиболее убогие. В массиве 1 анкеритизированные карбонатиты содержат в среднем примерно столько же ниобия, сколько карбонатит III стадии (0,27% Nb_2O_5), в мелкозернистых анкеритовых карбонатитах содержится 0,18% Nb_2O_5, в крупнозернистых —0,085% Nb_2O_5 (см. табл. 62). Характерно, что мелкозернистые анкеритовые карбонатиты мелких тел и периферических частей крупных тел богаче ниобием, чем мелкозернистые карбонатиты внутренних частей тел, особенно расположенные вблизи границы с крупнозернистыми разностями. В первых среднее содержание Nb_2O_5 достигает 0,22%, во вторых оно снижается до 0,13%.

В массиве 3 мелкозернистые и среднезернистые анкеритовые карбонатиты содержат в среднем 0,12 Nb_2O_5, а крупнозернистые анкеритовые жилы только 0,04%.

Распределение ниобия в анкеритовых карбонатитах в значительной степени зависит от его распределения в исходных породах. Во внутренних частях анкеритовых тел повышенные содержания ниобия (>0,1%) наблюдаются только тогда, когда исходными породами являлись богатые ниобием карбонатиты II и III стадий. Карбонатиты, развившиеся по силикатным породам и безрудным карбонатитам, отмечаются низкими содержаниями ниобия (0,02—0,07%). Как правило, анкеритовые карбонатиты внутренних частей тел, развивающиеся по пирохлоровым карбонатитам II и III стадий, содержат в 1,5—2 раза меньше ниобия, чем исходные породы. В периферических частях анкеритовых тел, в мелких анкеритовых телах и в зонах анкеритизации содержания ниобия близки к его содержаниям в исходных породах, а иногда и выше. Особенно заметно увеличение содержаний ниобия тогда, когда анкеритовые и анкеритизированные карбонатиты граничат с ранними карбонатитами или с карбонатитами внешних зон II стадии. В таких участках в зонах анкеритизации в значительных количествах появляется поздний пирохлор. Реже появление позднего пирохлора отличается при наложении анкеритизации на пирохлороносные карбонатиты II стадии: в участках анкеритизации в таких случаях присутствуют как реликтовый ранний пирохлор, так и новообразованный, поздний. В этих участках также происходит увеличение содержаний ниобия по сравнению с исходными. Иногда увеличение содержаний ниобия в краевых частях анкеритовых тел происходит и тогда, когда анкеритизации подвергаются карбонатиты III стадии, но такое явление имеет место только вдоль границ наиболее крупных анкеритовых тел.

В целом масса ниобия, сосредоточенная в анкеритовых телах, значительно меньше количества ниобия, содержавшегося в исходных карбонатитах. Таким образом, в IV стадию происходил интенсивный вынос ниобия, и лишь частично его переотложение.

Содержание тантала в анкеритовых карбонатитах ниже, чем во всех исходных породах и даже в участках переотложения пирохлора практически не ощущается увеличения содержаний тантала. Резкое снижение содержаний тантала происходит при наложении анкеритизации на гатчеттолитовые карбонатиты II стадии даже в том случае, если содержание ниобия в породах почти не меняется. Таким образом, для IV стадии характерен вынос тантала, причем более интенсивный, чем вынос ниобия.

В карбонатитах IV стадии ниобий и тантал сконцентрированы в колумбите, пирохлоре и ферсмите; кроме того, они рассеяны в ильмените, гематите, магнетите, слюдах и гидрослюдах, хлоритах и гидрохлоритах, амфиболе и эгирине. В слюдах, гидрослюдах, хлоритах и гидрохлоритах из анкеритовых карбонатитов содержание пятиокиси ниобия не

превышает 0,015%, содержание пятиокиси тантала меньше 0,0005%. В эгиринах и амфиболах содержится 0,025—0,035 Nb_2O_5 и 0,0005—0,0010% Ta_2O_5, в ильменитах содержание пятиокиси ниобия обычно не превышает 0,1%, пятиокиси тантала — 0,0011%; в гематитах присутствует до 0,03% Nb_2O_5 и менее 0,0005% Ta_2O_5. В магнетитах ниобий и тантал не обнаружены; 0,01—0,015% Nb_2O_5 присутствует в пиритах. В темноцветных минералах рассеяно обычно меньше 5% всего ниобия и тантала породы, только в наиболее обедненных ниобием пробах количество рассеянного ниобия достигает 30%. В карбонатитах с содержанием Nb_2O_5 более 0,1% практически весь ниобий сосредоточен в ниобиевых минералах.

* * *

Распределение ниобия и тантала в карбонатитах отражает всю сложность их поведения в карбонатитовом процессе.

В карбонатитах I стадии ниобий, вероятно, был заимствован из вмещающих пород. Вряд ли это означает, что карбонатообразующие растворы I стадии были бедны ниобием. Скорее можно предположить, что высокие температуры I стадии обусловили высокую устойчивость ниобиевых комплексов и, соответственно, низкую концентрацию реакционноспособных ионных форм ниобия. При растворении силикатных пород в карбонатитообразующий флюид дополнительно переходило какое-то количество ниобия, повышая общую концентрацию последнего и, соответственно, концентрацию его ионных форм. В результате для ниобия, как и для титана, вероятно, возникал градиент концентраций от центра тел к границам с исходной породой.

Закономерности распределения ниобия в породообразующих минералах в общем аналогичны закономерностям распределения титана. Поэтому можно считать, что для ниобия справедливы те же предположения, которые объясняют поведение титана в породообразующих минералах. Повышение щелочности способствует вхождению ниобия в силикаты и магнетит, когда состав минералов существенно не меняется. Видимо, в условиях I стадии, когда щелочность достаточно высокая, ниобий, подобно титану, в значительной степени входит в силикаты на позиции кремния. Повышение щелочности усиливает анионные свойства ниобия и, таким образом, облегчает его внедрение в силикаты. Изменение состава минералов может создавать препятствие для вхождения ниобия и приводит к снижению его содержаний, как это наблюдается в слюдах внешних и внутренних зон.

В перовскитах, в отличие от силикатов, по мере возрастания щелочности системы, содержание ниобия снижается как от фации к фации, так и от зоны к зоне в пределах одной фации. Видимо, способность ниобия замещать более основной титан усиливается с уменьшением щелочности среды. Подтверждением этому служит появление высокониобиевых дизаналитов при понижении щелочности во II стадию. То, что именно щелочность в этих условиях влияет на степень изоморфного вхождения ниобия и тантала в перовскиты, косвенно подтверждается уменьшением в них ниобий-танталового отношения по мере возрастания щелочности системы.

Таким образом, распределение ниобия в карбонатитах I стадии не является непосредственно функцией распределения его концентраций в растворах, несмотря на то что максимумы концентраций в растворах и в породах, вероятно, совпадали. Связь между этими величинами сложным образом опосредствована через щелочность и концентрации других элементов, главным образом титана. Максимальные содержания ниобия во внешних зонах карбонатитов I стадии, т. е. в тех зонах, где можно ожидать максимальные концентрации ниобия в растворах, являются следствием того, что к этим зонам приурочены максимальные концент-

рации титана в растворах, а также того, что именно в этих зонах усиливается способность ниобия изоморфно замещать титан в перовскитах.

В карбонатитах II стадии содержание ниобия резко возрастает по сравнению со всеми исходными породами, т. е. при развитии процессов II стадии происходит интенсивный привнос ниобия.

Во всех изученных массивах развитие основной массы ниобиевых минералов во времени совпадает с появлением определенных парагенетических ассоциаций петрогенных минералов. Это свидетельствует о том, что осаждение большой части ниобия было связано с достижением определенной величины одного из параметров системы, закономерно меняющегося во времени. Судя по всему, таким параметром в процессе карбонатитообразования являлась температура, а также щелочность в той степени, в какой она является функцией температуры. Видимо, снижение температуры от I стадии ко II приводит к интенсивному распаду ниобиевых и танталовых комплексов и резкому увеличению концентраций ионных форм тантала и ниобия.

Вероятно, минимум устойчивости ниобиевых комплексов приходится на температуры несколько более низкие, чем минимум устойчивости комплексов тантала. Основой для такого предположения служит разделение тантала и ниобия, когда снижение температур происходит в две ступени, как это наблюдается во II стадию в массиве 3. В температурном интервале, соответствующем условиям формирования II^a подстадии, очевидно происходит распад танталовых комплексов и лишь частично ниобиевых. В следующем температурном интервале, соответствующем температурному перепаду между II^a и $II^б$ подстадиями, происходит распад ниобиевых комплексов.

В массиве 1 температурный перепад между I и II стадиями был, видимо, достаточно велик, чтобы обеспечить распад основной массы комплексов и ниобия, и тантала. Разделение ниобия и тантала при этом происходит по другим причинам, связанным с изменением условий формирования карбонатитов в пространстве. В связи с этим, различные по соотношениям ниобия и тантала типы минерализации в массиве 3 разобщены во времени и относятся к образованиям разных подстадий, а в массиве 1 они разобщены в пространстве и приурочены к разным зонам и фациям в телах одной стадии. В массиве 2 с ранними кальцитовыми карбонатитами связан только один высокотанталовый тип минерализации. Скорее всего это обусловлено тем, что формирование карбонатитов ранней стадии массива 2 происходило при температурах, близких к температурам II^a подстадии массива 3, но более высоких по сравнению со II стадией массива 1.

Во всех массивах самые внутренние мономинеральные кальцитовые зоны заметно обеднены ниобием и содержат пирохлор, как правило имеющий признаки реликтового минерала. Очевидно, во всех случаях, несмотря на интенсивный распад комплексов, концентрация реакционноспособных ионных форм в поступавших растворах была недостаточной для осаждения ниобия в виде минералов группы пирохлора. Осаждение этих минералов становилось возможным только в результате изменений, происходивших в растворе при взаимодействии с породами.

Видимо, главным фактором, регулировавшим осаждение ниобия и тантала, было изменение щелочности растворов. Так как возрастание щелочности приводит к увеличению активности ионов $Nb_2O_7^{4-}$ и $Ta_2O_7^{4-}$ при постоянной общей концентрации ниобия и тантала, увеличение щелочности могло способствовать осаждению пирохлора.

При этом создается впечатление, что концентрация ионов $Nb_2O_7^{4-}$ и $Ta_2O_7^{4-}$ в поступавшем растворе была в общем очень близка к величине, необходимой для осаждения тантало-ниобатов, и достаточно было незначительного увеличения щелочности, чтобы такое осаждение нача-

лось. Вероятно, возрастание щелочности только до определенного предела могло способствовать осаждению ниобия и тантала, поскольку в принципе увеличение щелочности должно усиливать комплексообразующие свойства ниобия и тантала и, таким образом, увеличивать устойчивость их комплексов.

Связь между щелочностью и устойчивостью комплексов, как правило, не является линейной, поэтому вполне возможно, что в каком-то интервале щелочности возникает максимум концентраций иона $Nb_2O_7^{4-}$ или $Ta_2O_7^{4-}$, уменьшение щелочности будет приводить к снижению концентраций этого иона в связи с его переходом в другие формы (типа NbO_3^{-1}, Nb^{5+}), а увеличение щелочности будет сопровождаться уменьшением концентраций $Nb_2O_7^{4-}$ за счет образования комплексов и общего уменьшения концентрации ионных форм. Именно такие максимумы активности ионов $Nb_2O_7^{4-}$ и $Ta_2O_7^{4-}$, видимо, возникали при формировании карбонатитов II стадии. О существовании таких максимумов свидетельствует приуроченность максимальных содержаний ниобия и тантала к определенным зонам или фациям карбонатитов. В массиве 1, например, максимум содержаний ниобия приурочен к внутренним форстеритовым зонам тел II стадии, в массиве 3— к внутренним форстеритовым зонам тел $II^б$ подстадии.

Косвенным подтверждением того, что для интенсивного осаждения ниобия в виде минералов группы пирохлора необходимо возрастание щелочности раствора, служит тот факт, что в массивах 1 и 3 тела карбонатитов, развившихся по нефелиновым сиенитам, как правило, обеднены ниобием. Минералы группы пирохлора в таких телах появляются либо непосредственно на границе с силикатной породой, либо в зоне силикатных метасоматитов, окаймляющих карбонатитовые тела. Поскольку при взаимодействии с нефелиновыми сиенитами карбонатитообразующие растворы не ощелачивались, а раскислялись, снижение щелочности служило препятствием для осаждения ниобия во внутренних частях карбонатитовых тел. Осаждение же ниобия вблизи границ тел и в зонах силикатных метасоматитов может быть связано со снижением концентрации углекислоты при ее интенсивной диффузии в поровые растворы силикатных пород. Так как наиболее вероятной формой переноса ниобия в ранние стадии карбонатитообразования были карбонатные комплексы, снижение концентраций углекислоты могло способствовать распаду комплексов и осаждению ниобия.

При температурах, соответствующих условиям формирования карбонатитов $II^а$ подстадии массива 3 и ранних кальцитовых карбонатитов массива 2, когда происходил интенсивный распад танталовых комплексов и лишь частичный распад ниобиевых, максимумы активностей ионов Nb_2O^{4-} и $Ta_2O_7^{4-}$, видимо, были настолько сближены, что практически почти не происходило разделения этих элементов в пространстве. Они осаждались вместе. При более низких температурах, соответствующих условиям формирования карбонатитов II стадии массива 1 и $II^б$ подстадии массива 3, максимум активности $Ta_2O_7^{4-}$ смещен в сторону более высокой щелочности по сравнению с максимумом активности иона $Nb_2O_7^{-4}$. Если бо́льшая часть тантала уже была сброшена растворами на более раннем этапе, как это имеет место в массиве 3, такое разобщение максимумов активности приводит лишь к закономерному изменению содержаний тантала в пирохлорах, но не сопровождается появлением нового типа минерализации. Если основная масса тантала еще сохраняется в растворах, разобщение максимумов активности ионов приводит к существенному разделению в пространстве ниобия и тантала и образованию двух типов минерализации, различающихся по величине ниобий-танталового отношения. Этим можно объяснить то, что в массиве 1 максимальные содержания ниобия приходятся на внутренние, менее щелоч-

ные зоны, а максимальные содержания тантала — на внешние, наиболее щелочные. При этом в карбонатитах внутренней зоны концентрируется около 85% всего ниобия, а в карбонатитах внешней зоны — более 75% всего тантала тел.

Видимо, интервал между значениями щелочности, соответствующими максимумам активности ионов $Nb_2O_7^{4-}$ и $Ta_2O_7^{4-}$, достаточно велик. В связи с этим значения щелочности, соответствующие максимуму активности иона $Nb_2O_7^{4-}$, наблюдаются даже в карбонатитовых телах, развивающихся по нефелин-пироксеновым породам, где формируется обильная пирохлоровая минерализация, и не достигаются только в карбонатитах, замещающих породы более кислые, чем ийолиты (нефелиновые сиениты и т. д.). Значения щелочности, соответствующие максимуму активности иона $Ta_2O_7^{4-}$, наблюдаются только в наиболее щелочных фациях — в телах, развившихся по карбонатитам I стадии. Уже в карбонатитах, заместивших пироксениты и пироксеновые породы, щелочность не достигает необходимой величины, и тантал осаждается в незначительных количествах даже во внешних зонах тел. Поэтому в телах карбонатитов, развившихся среди пироксеновых пород, внешние зоны хотя и отличаются от внутренних более низким ниобий-танталовым отношением, как правило, не несут существенной танталовой минерализации, так как характеризуются низкими содержаниями тантала и малой массой даже тогда, когда внутренние части тел обогащены пирохлором. Если осаждение ниобия и тантала происходит не вследствие изменения щелочности, а под влиянием других факторов, разделения ниобия и тантала не происходит. В связи с этим пирохлоровая минерализация в телах карбонатитов, заместивших нефелиновые сиениты, характеризуется ниобий-танталовым отношением, близким к среднему для тел II стадии. Таким образом, возможность разделения ниобия и тантала и появления типов минерализации, различающихся как по содержаниям этих элементов, так и по их соотношениям, определяется физико-химическими параметрами карбонатитовых систем. Разделение ниобия и тантала во времени с образованием различных типов минерализации на разных стадиях процесса возможно, если температуры, соответствующие минимальной устойчивости танталовых и ниобиевых комплексов, приходятся на разные ступени температур между последовательными периодами поступления растворов. Обогащенные танталом карбонатиты возникают в условиях более высоких температур по сравнению с чисто ниобиевыми и приурочены к более ранним образованиям. Такие условия создаются тогда, когда процесс дробно дифференцирован во времени (и по температурам) многократным возобновлением тектонических подвижек и многоактным поступлением последовательных порций растворов.

Разделение ниобия и тантала в пространстве с образованием различных типов минерализации в разных участках тел одной стадии процесса возможно, если температуры минимальной устойчивости комплексов ниобия и тантала находятся в пределах одной температурной ступени. Такие условия создаются, если карбонатитовый процесс дифференцирован на длительные периоды благодаря более редким проявлениям интракарбонатитовой тектоники. Фактором, обусловливающим разделение ниобия и тантала, будет градиент щелочности, возникающий в результате взаимодействия карбонатитообразующих растворов с более щелочными исходными породами. Степень разделения ниобия и тантала и полнота осаждения последнего определяются величиной этого градиента: наиболее полное разделение элементов и осаждение тантала происходит при достаточно большой величине градиента щелочности. Поэтому в общем наиболее благоприятными для развития богатых существенно танталовых руд будут исходные породы с максимальной вели-

чиной относительной щелочности. Роль, которую породы высокой щелочности играют среди исходных пород при формировании тантал-ниобиевых карбонатитов, является критерием, позволяющим предвидеть качество и до некоторой степени количество танталовой минерализации в конкретных карбонатитовых телах.

Если приуроченность максимальных концентраций ниобия и тантала к определенным типам карбонатитов, их соотношения и в какой-то степени содержание и количество тантала зависят от физико-химических параметров системы, то концентрация (масса) пирохлоровых минералов в конкретных телах не имеет прямой связи с этими параметрами. Изучение распределения ниобия в различных телах карбонатитов II стадии массива 1 показало, что главным фактором, определяющим содержание ниобия в тех или иных телах и участках тел, является структура участка. Установлено, что в пределах тел часто выделяются обогащенные ниобием блоки. Такие блоки возникают в узлах повышенной трещиноватости, обычно приуроченных к местам пересечения или сочленения тектонических нарушений, контролирующих развитие процессов II стадии (Фролов, 1965). Е. М. Эпштейн отмечает ту же закономерность для карбонатитов массива 3, указывая на приуроченность наиболее богатых ниобием и танталом тел $II^а$ и $II^б$ подстадий к участкам максимальной тектонической активности. Наиболее отчетливо зависимость количества ниобия от структуры участка проявлена в массиве 2. Здесь основная масса тантало-ниобиевых минералов сосредоточена в карбонатитах, развившихся по апосланцевым фенитам, т. е. приурочена к фациям, где градиент щелочности в колонке был минимальным. Такие образования по химизму мало благоприятны для отложения тантало-ниобатов. В структурном отношении этот участок представлял узел интенсивной трещиноватости, приуроченный к одному из выступов в контуре массива, где фениты играли роль связки между однородными телами нефелиновых сиенитов и сланцами рамы. Именно в фенитах при подвижках рамы развивались наиболее интенсивные напряжения и как следствие,— многочисленные разрывные нарушения. Сильная трещиноватость участка, обусловившая возможность фильтрации большого объема растворов, и явилась причиной отложения значительной массы редкометальных минералов. Следует отметить, что в других участках массива 2, где состав исходных пород создает более благоприятные условия для отложения ниобия, максимальные концентрации последнего также приурочены к участкам повышенной тектонической активности. Все эти данные показывают, что количество ниобия в конкретных телах и участках тел определялось кинетическими факторами, от которых зависел объем растворов, прошедших через исходные породы, и, соответственно, величина общей массы отложенного ниобия.

Распределение ниобия и тантала в минералах II стадии зависит от целого ряда факторов, главным из которых, как и в I стадию, являлось изменение щелочности.

В слюдах и магнетитах карбонатитов II стадии содержания ниобия и тантала возрастают по мере увеличения щелочности системы: как от центральных частей тел к периферическим, так и от менее щелочных фаций к более щелочным. Увеличение щелочности способствует увеличению содержаний ниобия в слюдах и магнетитах даже тогда, когда можно предположить общее уменьшение концентраций его ионных форм — при переходе к периферическим, наиболее щелочным частям тел. Видимо, в условиях щелочности, характеризующих II стадию процесса в массивах 1 и 3, как ниобий, так и тантал еще сохраняют свои анионные свойства и входят в силикаты в значительной мере на позиции кремния, а увеличение щелочности усиливает их способность к этому.

Сравнивая содержания тантала и ниобия в темноцветных минералах карбонатитов I и II стадий, можно заметить, что минералы II стадии, как правило, богаче ниобием и большей частью богаче танталом. Это свидетельствует, что, несмотря на вероятное уменьшение коэффициента распределения тантала и ниобия между темноцветными минералами и раствором при уменьшении температуры и щелочности, увеличение концентраций реакционноспособных ионных форм ниобия и тантала в результате распада комплексов играло главную роль. Видимо, различия концентраций ионных форм ниобия в I и II стадии были гораздо более значительными, чем различия концентраций ионных форм ниобия во $II^а$ и $II^б$ подстадии. Вследствие этого, хотя во $II^б$ подстадию и происходил дополнительный распад ниобиевых комплексов и увеличивалась концентрация его ионных форм, влияние снижения температуры и щелочности на степень вхождения ниобия в темноцветные минералы сказывалось сильнее, и от $II^а$ ко $II^б$ подстадии произошло заметное уменьшение содержаний ниобия в породообразующих минералах.

В слюдах и магнетитах II стадии ниобий-танталовое отношение заметно возрастает с уменьшением щелочности как по фациям, так и по зонам. Увеличение этого отношения происходит также от I стадии ко II и от $II^а$ ко $II^б$, что, видимо, также связано со снижением щелочности в ходе карбонатитового процесса.

В циркелитах содержания ниобия и тантала отчетливо возрастают от периферии тел к внутренней зоне. Это явление обусловлено несколькими причинами. Во-первых, есть основание предполагать снижение общих концентраций титана и циркония от периферии к центру тел и соответствующее снижение активностей их ионных форм. Во-вторых, к внутренней форстеритовой зоне приурочены максимумы активностей $Nb_2O_7^{4-}$ и $Ta_2O_7^{4-}$, и предполагается снижение активностей этих ионов к периферии. В-третьих, снижение щелочности от периферии к центру должно способствовать замене на ниобий более основных циркония и титана. Вероятно, главной причиной увеличения содержаний ниобия и тантала в циркелитах было одновременное увеличение активностей ниобия и тантала и уменьшение активностей титана и циркония, а изменение щелочности играло второстепенную роль.

Своеобразно ведет себя в циркелитах ниобий-танталовое отношение. При сравнении циркелитов по фациям в парагенезисах, соответствующих одинаковому уровню содержаний ниобия, в них наблюдается снижение ниобий-танталового отношения по мере возрастания щелочности пород (см. табл. 34). В циркелитах из разных зон, отличающихся содержаниями ниобия, оно либо сохраняется постоянным, либо уменьшается от внешних зон к внутренним, т. е. в направлении снижения щелочности. В этом случае, видимо, большое значение приобретает изменение состава циркелита. Увеличение в нем содержаний ниобия облегчает вхождение тантала в решетку, что приводит к уменьшению ниобий-танталового отношения по мере увеличения содержаний ниобия. Таким образом, с одной стороны, от периферии к центру уменьшается щелочность, способствуя увеличению ниобий-танталового отношения в циркелитах, с другой — в том же направлении растет ниобиевость циркелитов, что способствует уменьшению этого отношения. Последнее, в общем, сказывается больше, поэтому только в самых щелочных фациях, где градиент щелочности между внутренней и внешней зонами максимальный, изменение щелочности способно скомпенсировать влияние изменения состава, и ниобий-танталовое отношение в циркелитах сохраняется на одном уровне. В менее щелочных фациях, с меньшим градиентом щелочности, влияние изменения состава подавляет действие щелочности и ниобий-танталовое отношение уменьшается в циркелитах внутренних зон по сравнению с внешними (см. табл. 34).

Распределение тантала и ниобия в карбонатитах осложняется при наложении процессов III стадии, для которой характерно растворение и переотложение минералов группы пирохлора с перераспределением ниобия и тантала и частичным выносом последнего.

Вряд ли концентрация ниобия в растворах III стадии снизилась по сравнению с растворами II стадии, равновесными с пирохлором. Скорее уменьшение температуры и щелочности растворов от II к III стадии повышало растворимость пирохлора и для сохранения его в твердой фазе необходимо было увеличение концентраций ниобия в растворах, которое, очевидно, и достигалось за счет частичного растворения раннего пирохлора. Возможно, что второй причиной, обусловившей частичное растворение пирохлора, было возникновение при температурах III стадии нового типа растворимых комплексных соединений ниобия и в связи с этим уменьшение концентраций его ионных форм. Если в условиях высоких температур I и II стадий ниобий в растворах присутствовал главным образом в виде карбонатных, оксикарбонатных или гидроксилкарбонатных комплексов, то снижение температур в III стадию могло обусловить появление устойчивых сложных фосфат-карбонатных или фтор-карбонатных комплексов ниобия. На это указывают отчетливые связи между пирохлором и апатитом III стадии, а последний является единственным концентратором фтора. Возможность переноса ниобия именно в фосфатных комплексах подтверждается экспериментально высокой растворимостью пирохлора в горячих фосфатных растворах.

Какая бы из перечисленных выше причин не являлась главной, концентрация ниобия в поступавших растворах III стадии лишь незначительно отличалась от равновесной для пирохлора, поэтому пирохлоровое равновесие достаточно быстро достигалось при взаимодействии раствора с исходными породами. Это либо происходило за счет растворения пирохлора и повышения общей концентрации ниобия, либо подщелачивания растворов и увеличения концентраций иона $Nb_2O_7^{4-}$. Первый случай, вероятно, имел место тогда, когда воздействию растворов III стадии подвергались богатые пирохлором внутренние зоны тел II стадии. Так как эти образования являются наименее щелочными среди карбонатитов I и II стадий, при взаимодействии с этими породами должно происходить минимальное ощелачивание растворов и их насыщение ниобием будет достигаться главным образом за счет растворения пирохлора. Поэтому богатые ниобием внутренние зоны карбонатитов II стадии оказываются участками выноса ниобия. Если же процессы III стадии накладываются на более щелочные образования — карбонатиты внешних зон II стадии, карбонатиты I стадии или пироксениты, то происходит значительно более интенсивное ощелачивание растворов, в результате которого активность иона $Nb_2O_7^{4-}$ может достигнуть величины, достаточной, для осаждения пирохлора даже без увеличения общей концентрации ниобия.

В тех участках, где широко развиты пирохлоровые карбонатиты II стадии, растворы III стадии быстро насыщаются ниобием. Незначительное повышение щелочности при их взаимодействии с карбонатитами внешних зон II стадии достаточно для отложения пирохлора, и он накладывается на гатчеттолит II стадии. В участках, где пирохлоровые карбонатиты II стадии развиты незначительно, в карбонатитах внешней зоны II стадии происходит растворение гатчеттолита, а переотложение ниобия в виде пирохлора происходит уже в окружающих более щелочных карбонатитах I стадии, и наложенная пирохлоровая минерализация оказывается обособленной от реликтовой гатчеттолитовой. Таким образом, если растворы заметно обогащались ниобием за счет растворения реликтового пирохлора, переотложение пирохлора происходило уже в

области сравнительно слабого подщелачивания при взаимодействии растворов с карбонатитами внешних зон II стадии. Если же растворы испытывали лишь незначительное обогащение ниобием, для отложения пирохлора было необходимо значительно более интенсивное подщелачивание, которое происходило только, при взаимодействии растворов с карбонатитами I стадии.

Карбонатиты внешних зон тел III стадии массива 3 формировались в условиях более высокой щелочности, чем карбонатиты массива 1. Возможно, что здесь растворы при взаимодействии с породами достигали такой щелочности, которая была достаточной не только для того, чтобы переосадить весь ниобий, вынесенный из богатых исходных пород, но также и для того, чтобы дополнительно осадить ниобий из поступавших растворов.

Вследствие снижения щелочности и, возможно, понижения температуры, в растворах III стадии по сравнению со II возрастает доля ниобия в форме ионов $Nb_2O_6^{2-}$ или NbO_3^{-1}. Об этом свидетельствует появление луешита, который отлагается в участках растворения пирохлора и выноса ниобия, т. е. в участках максимальных концентраций ниобия и наименьшей щелочности. Поскольку в карбонатитах III стадии отмечен только метаниобат натрия, можно предположить, что щелочность растворов в этот период была еще достаточно высока и единственно устойчивым соединением иона NbO_3^{-1} было его соединение с одним из наиболее сильных оснований — натрием.

Тантал в процессах III стадии ведет себя иначе, чем ниобий. С одной стороны, содержания тантала в пирохлорах III стадии выше, чем в пирохлорах II стадии; с другой — общее количество тантала в породах снижается по сравнению с образованиями II стадии, т. е. происходит вынос тантала. Ниобаты с высокими содержаниями тантала — гетчеттолиты — в образованиях III стадии неустойчивы. Вопрос о причинах, обусловивших незначительное возрастание содержаний тантала в пирохлоре пока не имеет удовлетворительного решения. Уменьшение щелочности от II к III стадии не могло быть причиной увеличения танталоносности пирохлоров, скорее оно должно было препятствовать вхождению тантала в пирохлор. Трудно представить себе, чтобы увеличение содержаний тантала могло быть непосредственно связано с уменьшением температуры. Более вероятно предположение об увеличении концентрации иона $Ta_2O_7^{4-}$ по сравнению с концентрацией иона $Nb_2O_7^{4-}$ из-за различной устойчивости их комплексов. Возможно, это связано с тем, что в III стадию происходит смена карбонатных и гидроксил-карбонатных комплексов ниобия карбонатно-фосфатными и (или) карбонатно-фторидными. Подтверждением предположения об увеличении в III стадию концентраций ионных форм тантала по сравнению с ионными формами ниобия служит и тот факт, что, несмотря на снижение щелочности, в магнетитах III стадии ниобий-танталовое отношение остается таким же, что и в магнетитах внутренних зон II стадии, а в слюдах оно даже возрастает.

Несмотря на увеличение концентраций ионных форм тантала по отношению к ионным формам ниобия, уменьшение щелочности системы и снижение температуры, видимо, являлись препятствием для осаждения существенно танталовых минералов типа гатчеттолита и ограничивали возможность рассеяния тантала в пирохлоре и других минералах. Часть тантала поэтому выносилась вместе с циркулировавшими растворами.

Для решения вопроса о расположении возможных участков переосаждения выносимого тантала с образованием высокотанталовых минералов материалов пока недостаточно. В изученных массивах не обнаружено участков переотложения тантала. Поскольку основное направ-

ление миграции растворов — вертикальное, не исключено, что участки переотложения тантала располагались на более высоких горизонтах, к настоящему времени уничтоженных эрозией.

Весьма характерны закономерности изменения содержаний ниобия и тантала в породообразующих минералах III стадии.

Содержание ниобия в магнетитах остается примерно на том же уровне, что и в магнетитах II стадии, несмотря на снижение щелочности. Это является подтверждением предположения о повышении концентраций ниобия в растворах III стадии по сравнению со II за счет растворения раннего пирохлора. По-прежнему, содержание ниобия и тантала в магнетитах уменьшается, а величина ниобий-танталового отношения возрастает по мере уменьшения щелочности от фации к фации и от зоны к зоне.

Распределение ниобия и тантала в силикатах отличается от того, какое наблюдалось в образованиях I и II стадий; в амфиболах и слюдах содержание ниобия и тантала возрастает по мере уменьшения щелочности системы как по зонам, так и по фациям. Вероятно, в условиях сравнительно низкой щелочности, соответствующих III стадии, ниобий уже утрачивает способность входить на позиции кремния в силикатах и может замещать только катионы октаэдрической группировки. Вследствие этого снижение щелочности должно способствовать увеличению содержаний ниобия в силикатах, причем непосредственное влияние щелочности будет усугубляться еще и связанным с изменением щелочности уменьшением магнезиальности силикатов.

При развитии процессов IV стадии особенности поведения ниобия и тантала в общем те же, какие характерны для III стадии, но они становятся более заметными и определенными.

В IV стадию пирохлор устойчив только в участках максимальной щелочности — в краевых частях тел, развившихся по карбонатитам I и II стадий и по нефелин-пироксеновым породам. Бо́льшей частью в мелкозернистых анкеритовых карбонатитах устойчивы только метаниобаты — фермсмит и колумбит, а в центральных частях тел — в крупнозернистых анкеритовых карбонатитах—эти минералы становятся неустойчивыми. В телах анкеритовых карбонатитов, развившихся вдали от пирохлоровых участков, даже в достаточно щелочных породах, как правило, ниобиевая минерализация вообще отсутствует. Эти факты свидетельствуют о том, что в исходных растворах IV стадии концентрация ниобия была слишком низкой, чтобы осадить тантало-ниобаты даже при значительном увеличении щелочности. Скорее всего это связано не с уменьшением общей концентрации ниобия в растворе, а с тем, что в результате снижения щелочности растворов при постоянной общей концентрации ниобия произошло значительное уменьшение концентраций его анионных форм. Концентрация иона NbO_3^{1-}, достаточная для осаждения метаниобатов, достигалась только в результате добавочного поступления в раствор ниобия за счет растворения пирохлора исходных карбонатитов. Для достижения концентрации иона $Nb_2O_7^{4-}$, достаточной для осаждения пирохлора, было необходимо не только увеличение общей концентрации ниобия, но и увеличение щелочности растворов. Так как для того чтобы удержать ниобаты в твердой фазе, требовалось заметное увеличение концентраций ниобия в растворах, естественно, что только часть перешедшего в раствор ниобия могла осесть в зонах повышенной щелочности, остальная его часть уносилась просачивающимся раствором. В результате в IV стадию наблюдается главным образом вынос ниобия и лишь частичное его переотложение.

Для образований IV стадии в еще большей степени, чем для III стадии характерна связь переотложенного пирохлора с переотложенным апатитом. Это подтверждает высказанное ранее предположение о том,

что в процессе переотложения ниобия существенная роль принадлежит карбонатно-фосфатным и (или) карбонатно-фторидным комплексам.

Тантал почти не участвует в образованиях IV стадии. Его содержания в колумбите и ферсмите очень малы, а в пирохлорах ниже, чем в пирохлорах III стадии. Видимо, снижение щелочности от III от IV стадии настолько уменьшает анионные свойства тантала, что он утрачивает способность входить в ниобаты даже в наиболее щелочных фациях и зонах. Поэтому весь тантал, перешедший в растворы в IV стадию, уходит с ними, и происходит интенсивный вынос тантала из карбонатитов.

Рассматривая вопрос об источнике ниобия карбонатитов, А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1965) связывает появление в карбонатитах высоких концентраций ниобия и тантала с высвобождением этих элементов из минералов силикатных пород щелочных-ультраосновных комплексов при флогопитизации, сфенизации и карбонатизации. Главным фактором, определяющим возможность образования богатых ниобием карбонатитов, он считает содержание в исходных щелочно-ультраосновных породах перовскита — основного концентратора ниобия и тантала.

Рассмотренные закономерности распределения ниобия в карбонатитах не позволяют согласиться с представлениями А. А. Кухаренко. В изученных массивах содержание ниобия в карбонатитах почти на порядок превышает его среднее содержание в исходных силикатных породах. Карбонатиты занимают от 50 до 90% площади массивов и не остается никаких сомнений в том, что источником ниобия в них не могли быть силикатные породы, расположенные на одном уровне с карбонатитами. Если прав А. А. Кухаренко, то интенсивно переработанные метасоматическими процессами породы, служившие источником ниобия, должны располагаться ниже, и их объем должен в десятки раз превышать объем карбонатитов. Такое предположение маловероятно тем более, что в изученных массивах не обнаружено пород, которые в результате метасоматической переработки были бы существенно обеднены ниобием по сравнению с неизмененными.

А. А. Кухаренко главную роль в процессе извлечения ниобия отводит сфенизации перовскита. В изученных массивах перовскит в заметных количествах характерен только для пироксеновых пород массива 3. В массиве 1 в нефелин-пироксеновых породах перовскит редок, его скопления спорадически встречаются только в пироксеновых породах и пироксенитах. В породах массива 2 перовскита нет. Возможно, конечно, что количество перовскита увеличивается на более глубоких уровнях, но нет никаких оснований говорить о зависимости между содержанием пирохлора в карбонатитах и количеством перовскита в силикатных породах на одном гипсометрическом уровне.

Более вероятным является предположение, что ниобий, отложенный в карбонитатах, поступал вместе с карбонатитообразующими растворами из питающего очага и лишь незначительная его часть была заимствована из исходных пород. В связи с этим становится понятным, почему содержания и минеральные формы ниобия в силикатных породах практически не сказываются на количестве и распределении ниобия в карбонатитах.

Совершенно прав А. А. Кухаренко, отмечая большое влияние геохимического и кристаллохимического факторов на величину ниобий-танталового отношения в минералах (Кухаренко и др., 1965). Эти факторы определяют широкие вариации соотношений тантала и ниобия в различных минералах одной парагенетической ассоциации. Так, в диопсидовых карбонатитах, развившихся по пироксеновым породам, в одной пробе присутствуют магнетит с отношением $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 23$, слюда, в которой отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 11$, и диопсид, с отношением $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 7$. Для гатчеттолита из этой пробы отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 =$

=14, для циркелита —6, для дизаналита —8. Отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ по пробе в целом равно 12. В пробе из форстеритовых карбонатитов внутренней зоны II стадии для пирохлора оно больше 100, для магнетита равно 45, для слюды —30, а для всей пробы — больше 100. Эти цифры показывают, что различия в минеральном составе породы, особенно в количестве минералов-концентратов, могут существенно сказываться на величине ниобий-танталового отношения в породе. Поэтому при использовании ниобий-танталового отношения, как индикатора условий образования пород, следует с осторожностью относиться к цифрам, полученным при анализе валовых проб и обязательно учитывать вариации величины отношения $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$, которые могут быть связаны с изменением количественных соотношений минералов.

Значительно более четкое представление об изменении условий формирования дают вариации ниобий-танталового отношения в мономинеральных фракциях. Большей частью увеличение ниобий-танталового отношения в минералах отражает уменьшение щелочности системы, независимо от того, с чем связано такое уменьшение. Поэтому ниобий-танталовое отношение в проходящих минералах метасоматитов можно достаточно уверенно использовать как индикатор щелочности системы. При этом, если сравниваются минералы из парагенезисов, формировавшихся в разных температурных условиях, необходимо иметь в виду возможность изменения соотношений ионных форм ниобия и тантала в растворе вследствие различного влияния температуры на константы диссоциации соединений этих элементов, особенно тогда, когда для одного из элементов можно предположить смену типа растворимого комплекса. Иногда изменение состава минерала может оказать решающее влияние на соотношение в нем ниобия и тантала. Особенно это характерно для титано-ниобатов, в которых замена титана на ниобий создает благоприятные условия для вхождения тантала с уменьшением ниобий-танталового отношения даже в случае уменьшения щелочности.

Средняя величина ниобий-танталового отношения в карбонатитах мало что дает для суждения об их генетических связях, тем более что специфика развития отдельных массивов определяет широкие вариации этого отношения от 50 для массива 1 до 30 для массива 3 и 8 для массива 2. Можно только отметить, что карбонатиты I стадии, не несущие ниобиевой минерализации, как по содержанию, так и по соотношению ниобия и тантала почти не отличаются от нефелин-пироксеновых пород изученных комплексов.

Глава 4

СТРОНЦИЙ И БАРИЙ

Детальное изучение распределения стронция и бария в силикатных породах и карбонатитах Восточной Сибири проведено Е. И. Воробьевым (1966). Эти исследования выявили сложную картину поведения стронция и бария в карбонатитовом процессе и целый ряд особенностей в поведении каждого из них.

СТРОНЦИЙ

В массиве 3 пироксениты и пироксеновые породы содержат 0,02—0,03% стронция, ийолиты и ийолит-уртиты — 0,07%; такое же содержание стронция характерно и для нефелиновых сиенитов. В канкринитовых и щелочных сиенитах стронция меньше, чем в нефелиновых сиенитах — 0,02—0,04%. В массиве 1 пироксениты содержат 0,04—0,05% стронция, ийолиты и ийолит-уртиты — 0,05%, нефелиновые сиениты — 0,15%. Характерно высокое содержание стронция в кимберлитоподобных породах ряда пикритовый порфирит — альнёит, достигающее 0,21% и в среднем составляющее 0,13%. Карбонатиты массива 1 содержат в среднем 0,48% стронция, массива 3 — 0,61%, т. е. значительно больше, чем все исходные породы.

Карбонатиты I стадии массива 1 характеризуются сравнительно низкими содержаниями стронция (0,26%), но и в этих образованиях количество стронция почти в 5 раз превышает его количество в исходных силикатных породах (табл. 70). Бо́льшая часть стронция карбонатитов

Таблица 70

Среднее содержание Sr и Ba в различных типах карбонатитов массива 1 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	Sr	Ba
I	Авгит-диопсидовый	0,26	0,062
	Форстеритовый	0,26	0,058
II	Диопсидовый	0,48	0,048
	Форстеритовый (внешняя зона)	0,45	0,050
	То же, внутренняя зона	0,58	0,044
	Слюдяной (внутренняя зона)	0,62	0,042
	Мономинеральный кальцитовый	0,72	0,035
III	Амфиболовый (внешняя часть)	0,45	0,069
	То же, внутренняя часть	0,48	0,039
IV	Анкеритизированный	0,45	0,105
	Анкеритовый	0,32	0,039

I стадии рассеяна в кальцитах, содержащих 0,24—0,51% стронция, и в апатитах, где его 0,33—0,40%. Кроме того, стронций отмечен в пироксенах (0,021—0,050%), гранатах (0,08—0,10%), слюдах (0,023—0,024%) и перовскитах (0,2%). Примерно 80% стронция породы приходится на кальцит, 5—15% — на апатит. В темноцветных минералах рассеяно около 5% всего стронция породы.

В минералах карбонатитов наблюдается закономерное изменение содержаний стронция. В кальцитах содержание стронция уменьшается от фации к фации и от зоны к зоне по мере увеличения щелочности пород: во внешних зонах, в ряду карбонатитов, развившихся по 1) ийолитам, 2) нефелин-пироксеновым породам, 3) пироксенитам, содержание стронция снижается от 0,51 до 0,46 и 0,38%. Во внутренней форстеритовой зоне содержание стронция в кальците уменьшается до 0,33%. В остальных минералах содержание стронция с возрастанием щелочности пород возрастает. В пироксенах периферических частей тел содержание стронция увеличивается от 0,021% для апоийолитовых фаций до 0,050% для апопироксенитовых, а в шорломитах, соответственно, от 0,08 до 0,10%. В перовскитах содержание стронция увеличивается от 0,15 в периферических зонах до 0,31% во внутренних.

В массиве 3 карбонатиты I стадии несколько богаче стронцием (табл. 71), чем карбонатиты массива 1. Это связано с тем, что кальцит

Таблица 71

Среднее содержание Sr и Ba в различных типах карбонатитов массива 3 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	Sr	Ba
I	Авгит-диопсидовый	0,35	0,063
	Форстеритовый	0,35	0,057
II^{а}	Диопсидовый	0,54	0,052
	Форстеритовый (внешняя зона)	0,50	0,056
	То же, внутренняя зона	0,63	0,040
II^{б}	Диопсидовый	0,59	0,068
	Форстеритовый (внутренняя зона)	0,69	0,057
III	Амфиболовый (внешняя часть)	0,46	0,079
	То же, внутренняя часть	0,52	0,049
IV	Анкеритовый мелкозернистый	1—2	0,3—0,6

карбонатитов I стадии массива 3 содержит больше стронция (в среднем 0,54%). В этом массиве также происходит уменьшение содержаний стронция в кальцитах по мере увеличения щелочности пород: в кальцитах из краевых зон оно уменьшается от 0,58% для апоийолитовых разностей до 0,55% для апопироксенитовых. В форстеритовых карбонатитах внутренней зоны кальцит содержит только 0,50% стронция.

В карбонатитах II стадии массива 1 содержание стронция возрастает по сравнению с карбонатитами I стадии вдвое и в среднем составляет 0,58%. При этом с возрастанием количества кальцита в карбонатитах одновременно увеличивается содержание стронция в кальците до 0,54—0,77%. В апатите количество стронция также несколько больше, чем в I стадию (0,46—0,57%), в слюдах остается на прежнем уровне (0,025%), а в пироксенах резко уменьшается и составляет только 0,013—0,015%. В карбонатитах II стадии уже не менее 90% стронция сосредоточено в кальците, доля апатита в общем балансе стронция уменьшается до 5—

8%, и только 1% стронция рассеян в темноцветных минералах и пирохлоре, содержащем в среднем 0,4% стронция.

Для минералов II стадии отмечаются те же закономерности в распределении стронция, какие характерны для карбонатитов I стадии. В кальцитах содержание стронция возрастает по мере снижения щелочности пород: кальциты из форстеритовых карбонатитов внешней зоны содержат 0,57% стронция, а кальциты из диопсидовых карбонатитов — 0,62% (табл. 72). В кальцитах из внутренних частей карбонатитовых тел содержание стронция возрастает до 0,66% в форстеритовой зоне, 0,72% — в слюдяной зоне и 0,74% — в мономинеральной кальцитовой зоне. Апатит из форстеритовых карбонатитов внешней зоны, наоборот, богаче стронцием (0,57%), чем апатит из диопсидовых карбонатитов (0,54%). Апатиты из внутренних частей карбонатитовых тел еще беднее стронцием, они содержат 0,50% стронция в форстеритовой зоне и 0,46% стронция — в слюдяной.

Таблица 72

Содержание Sr и Ba в карбонатах из карбонатитов массива 1 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	Sr			Ba			Sr/Ba
		max	min	ср.	max	min	ср.	
I	Авгит-диопсидовый	0,29	0,51	0,42	0,026	0,037	0,030	14
	Форстеритовый	0,24	0,39	0,33	0,034	0,043	0,039	8,5
II	Диопсидовый	0,54	0,66	0,62	0,033	0,057	0,042	15
	Форстеритовый (внешняя зона)			0,57			0,014	13
	То же, внутренняя зона	0,62	0,74	0,66	0,035	0,044	0,040	17,0
	Слюдяной (внутренняя зона)	0,69	0,75	0,72	0,033	0,044	0,038	19
	Мономинеральный кальцитовый	0,70	0,77	0,74	0,025	0,042	0,034	22
III	Амфиболовый (периферические части)	0,30	0,75	0,52	0,044	0,062	0,053	9
	То же, внутренние части	0,42	0,59	0,52	0,027	0,046	0,036	15
IV	Анкеритизированный	0,26	0,61	0,48	0,073	0,112	0,083	6
	Анкеритовый	0,14	0,36	0,22	0,007	0,017	0,014	16

В массиве 3 также наблюдается возрастание содержаний стронция в карбонатитах II стадии по сравнению с I стадией. В карбонатитах II^a подстадии содержится в среднем 0,56% стронция, в карбонатитах $II^б$ подстадии — 0,66%. Так же, как и в карбонатитах массива 1, возрастание содержаний стронция происходит как за счет увеличения количества кальцита в породах, так и за счет увеличения содержаний стронция в кальците. Увеличение концентраций стронция от II^a подстадии ко $II^б$ подстадии происходит главным образом за счет увеличения количества стронция в кальците: кальцит из карбонатитов II^a подстадии содержит в среднем 0,60% стронция, кальцит из карбонатитов $II^б$ подстадии — 0,72% стронция.

Для кальцита карбонатитов II стадии массива 3 характерна та же особенность в изменении содержаний стронция, какая была отмечена для кальцита карбонатитов массива 1: количество стронция увеличивается по мере уменьшения щелочности пород. В форстеритовых карбонатитах внешней зоны II^a подстадии кальцит содержит 0,56% стронция, в диопсидовых карбонатитах внешней зоны содержание стронция в кальците увеличивается до 0,59%, в кальците из внутренней форстеритовой зоны концентрация стронция достигает 0,69%. В карбонатитах $II^б$ подстадии кальцит из диопсидовых разностей на контакте с нефелин-пироксеновой породой содержит 0,63% стронция, а кальцит из внутренней форстеритовой зоны — 0,74% (табл. 73).

Таблица 73

Содержание Sr и Ba в карбонатах из карбонатитов массива 3 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	Sr			Ba			Sr/Ba
		min	max	ср.	min	max	ср.	
I	Авгит-диопсидовый	0,49	0,65	0,56	0,035	0,054	0,043	13
	Форстеритовый	0,40	0,55	0,50	0,045	0,055	0,049	10
II^а	Диопсидовый	0,51	0,65	0,59	0,045	0,050	0,048	13
	Форстеритовый (внешняя зона)	0,51	0,59	0,56	0,053	0,055	0,054	11
	То же, внутренняя зона	0,60	0,82	0,69	0,024	0,043	0,035	20
II^б	Диопсидовый	0,57	0,71	0,63	0,062	0,071	0,067	9,5
	Форстеритовый (внутренняя зона)	0,69	0,84	0,74	0,047	0,065	0,056	13
III	Амфиболовый (внешняя часть)	0,37	0,65	0,52	0,065	0,081	0,070	7
	То же, внутренняя часть	0,58	0,61	0,58	0,038	0,050	0,041	13
IV	Анкеритовый мелкозернистый	0,75	0,80	0,78	0,120	0,170	0,150	5
	То же, крупнозернистый	0,56	0,69	0,63	0,039	0,053	0,046	14

В массиве 2 содержание стронция в кальцитах из ранних карбонатитов также зависит от щелочности исходных пород. В периферических зонах карбонатитовых тел содержание стронция закономерно возрастает по мере уменьшения щелочности от апопироксенитовых разностей к апофенитовым (табл. 74).

Таблица 74

Содержание Sr и Ba в кальцитах из ранних кальцитовых карбонатитов массива 2 (в %)

Исходные породы	Sr			Ba			Sr/Ba
	max	min	ср.	max	min	ср.	
Нефелин-пироксеновые породы	0,43	0,55	0,49	0,098	0,125	0,108	4,5
Ийолиты	0,45	0,68	0,53	0,054	0,074	0,060	9
Нефелиновые сиениты	0,50	0,63	0,56				
Фениты вблизи нефелиновых сиенитов	0,60	0,63	0,62	0,060	0,070	0,062	10
Фениты вблизи сланцев	0,75	0,91	0,85	0,050	0,070	0,061	14

В карбонатитах III стадии наблюдается уменьшение содержаний стронция по сравнению с карбонатитами II стадии. В массиве 1 карбонатиты III стадии содержат в среднем 0,46% стронция. Кальцит содержит 0,30—0,75% стронция, апатит — 0,40—0,47%, амфибол — 0,013—0,088%, пирохлор — 0,4—0,7%. На кальцит приходится около 90% всего стронция породы, около 10% — на апатит и доломит, менее 1% стронция рассеяно в темноцветных минералах и пирохлоре. Естественно, что изменение содержаний стронция в породе зависит главным образом от изменения содержаний стронция в кальците.

Распределение стронция в кальцитах из карбонатитов III стадии довольно сложное. В периферических частях тел наблюдается закономерное увеличение содержаний стронция в кальците по мере уменьшения щелочности пород: в телах, развившихся по карбонатитам I стадии, среднее содержание стронция в кальците периферической зоны 0,48%, в телах, заместивших карбонатиты II стадии,— 0,53%, в контактах с ийолитами содержание стронция в кальците возрастает до 0,63%. В центральных частях тел, где карбонат полностью превращен в мелкозернистый агрегат, а породы интенсивно рассланцованы, содержание стронция в

кальците не подвержено изменениям и составляет 0,52%. Таким образом, по направлению от периферии к центру в одних фациях карбонатитов содержание стронция уменьшается, а в других — увеличивается.

В карбонатитах III стадии массива 3 закономерности распределения стронция в общем такие же. Среднее содержание стронция в карбонатитах III стадии снижается по сравнению с карбонатитами II стадии и составляет 0,47%. Бо́льшая часть стронция пород, не менее 90%, сосредоточена в кальците, содержащем 0,54% стронция. В периферических частях тел количество стронция в кальцитах увеличивается по мере уменьшения щелочности исходных пород: в карбонатитах, заместивших ранние форстеритовые карбонатиты, кальциты краевых зон содержат 0,42% стронция, в карбонатитах, развившихся по форстеритовым карбонатитам $II^{а}$ подстадии,— до 0,56%, в карбонатитах по форстеритовым карбонатитам $II^{б}$ подстадии — до 0,63%. В карбонатитах внутренних зон, где кальцит полностью гранулирован, а породы интенсивно рассланцованы, содержание стронция в кальцитах составляет 0,58%.

В массиве 2 содержание стронция в кальцитах из кальцит-доломитовых карбонатитов несколько возрастает по сравнению с ранними кальцитовыми карбонатитами. В периферических частях тел количество стронция в кальцитах увеличивается по мере снижения щелочности пород от 0,61% в апоийолитовых разностях до 0,76% в апосиенитовых и 0,89% в апофенитовых разностях.

Для карбонатитов IV стадии характерно наиболее сложное распределение стронция. В образованиях этой стадии появляются стронциевые и стронцийсодержащие минералы, распределенные в породах крайне неравномерно. Это делает ненадежными результаты валового опробования пород на стронций и затрудняет оценку роли отдельных минералов в общем его балансе.

Карбонатиты IV стадии массивов 1 и 3 существенно различаются по содержаниям стронция. В массиве 1 анкеритовые карбонатиты содержат мало стронция (0,32%). Анкерит содержит в среднем 0,22% стронция, карбонат-апатит — до 1,5%, пирохлор — до 3%, изредка встречающийся в краевых частях тел анкилит — 15%. В крупнозернистых анкеритовых карбонатитах и прилегающих к ним мелкозернистых вместо анкилита появляется паризит, содержащий только 0,2% стронция. В анкерите сосредоточено около 65% всего стронция породы, в карбонат-апатите — около 25%, в анкилите и пирохлоре — до 10%. В анкеритизированных карбонатитах массива 1 содержание стронция выше, чем в анкеритовых, и составляет 0,45%. В этих породах большая часть стронция приурочена к породообразующим карбонатам. Отдельно кальцит и анкерит из этих пород не анализировались, но, сравнивая количественные соотношения кальцита и анкерита и содержание стронция в карбонатной части, можно предположить, что содержание стронция в кальците составляет примерно 0,66%, а в анкерите — 0,25%. В остальных минералах содержания стронция такие же, как и в минералах анкеритовых карбонатитов. На долю карбонатной части приходится до 85% всего стронция анкеритизированных карбонатитов, только 10% стронция рассеяно в апатите и не более 5% — в анкилите и пирохлоре. В массиве 2 анкерит из анкеритовых карбонатитов также беден стронцием, содержание которого колеблется от 0,05% до 0,33% и в среднем составляет 0,23%.

Анкеритовые карбонатиты массива 3 содержат в среднем 1—2% стронция. В них наблюдаются широкие вариации содержаний стронция, количество которого в отдельных пробах достигает 5%, благодаря тому, что в этих карбонатитах распространен бербанкит, содержащий 14% стронция, или псевдоморфозы по нему, включающие стронцианит. Породообразующие карбонаты карбонатитов IV стадии в массиве 3 характеризуются повышенными концентрациями стронция. В анкерите из круп-

нозернистых жил содержится в среднем 0,63% стронция, в анкерите из мелкозернистых анкеритовых карбонатитов содержание стронция достигает 0,80%. На породообразующие карбонаты приходится 20—80% всего стронция породы, причем роль их в общем балансе стронция уменьшается с увеличением количества стронция в карбонатите. Характерно, что стронций почти не входит в состав барита: содержание стронция в барите не превышает 1%.

БАРИЙ

Распределение бария в силикатных породах во многом сходно с распределением стронция. В массиве 3 пироксениты и пироксеновые породы содержат 0,01% бария, нефелин-пироксеновые — 0,03%, полевошпатовые ийолиты — до 0,09%. В нефелиновых сиенитах наиболее высокое содержание бария (0,8%), в канкринитовых и щелочных сиенитах оно ниже (0,1—0,2%). Пироксеновые и нефелин-пироксеновые породы массива 1 содержат 0,04% бария, нефелиновые сиениты — 0,13%. В массиве 2 нефелин-пироксеновые породы и нефелиновые сиениты по содержанию бария не отличаются от пород массива 1, а фениты по сланцам очень бедны им (0,02%) по сравнению с другими калишпатовыми породами.

Распределение бария в карбонатитах сходно с распределением стронция, хотя и имеет ряд существенных отличий.

Карбонатиты богаче барием, чем нефелин-пироксеновые породы и пироксениты, но значительно беднее им, чем нефелиновые сиениты. Карбонатиты массива 1 содержат в среднем 0,051% бария, карбонатиты массива 3 — 0,069%, если даже исключить богатые баритом анкеритовые жилы. Поскольку субстратом при формировании карбонатитов служили главным образом пироксеновые и нефелин-пироксеновые породы, видимо, барий, так же, как и стронций, в процессе карбонатитообразования привносился растворами. Характерно, что в карбонатитах стронций заметно преобладает над барием, средняя величина стронций-бариевого отношения в карбонатитах изученных массивов составляет 9—10.

В карбонатитах I стадии массивов 1 и 3 содержание бария составляет в среднем 0,060%. Барий присутствует в кальците (0,026—0,068%), слюдах (0,40—0,45%) и пироксенах (0,016—0,040%); очень небольшие количества бария отмечены в апатите (0,004—0,008%) и гранате (0,005—0,009%). Главным концентратором бария являются слюды, несущие от 25 до 60% всего бария породы. На кальцит приходится от 20 до 60% бария, на пироксен — до 20%. Доля остальных минералов не превышает 2% общего количества бария. В связи с этим содержание бария в карбонатитах широко варьирует и зависит главным образом от количества слюды. В бедных слюдой разностях количество бария уменьшается до 0,045%, в обогащенных слюдой карбонатитах оно возрастает до 0,1%.

Во всех кальциевых минералах карбонатитов I стадии содержания бария возрастают по мере увеличения щелочности пород; одновременно, как правило, уменьшаются стронций-бариевые отношения. В карбонатитах массива 1 (табл. 72) наблюдается увеличение содержаний бария в кальцитах внутренних форстеритовых зон по сравнению с внешними, пироксеновыми. В минералах периферических зон карбонатитовых тел концентрации бария возрастают от апоийолитовых фаций к апопироксенитовым (табл. 75).

В карбонатитах II стадии количество бария уменьшается. В карбонатитах II стадии массива 1 оно составляет в среднем 0,045%, в карбонатитах $II^а$ подстадии массива 3 — 0,051%, в карбонатитах $II^б$ подстадии — 0,059%. Снижение содержаний бария происходит как за счет уменьшения количества слюды в этих карбонатитах по сравнению с ран-

Таблица 75

Содержание бария (в %) и барий-стронциевые отношения в минералах из внешних зон карбонатитов I стадии (массив 1)

Исходные породы	Кальцит		Пироксен		Апатит		Гранат	
	Ba	Sr/Ba	Ba	Sr/Ba	Ba	Sr/Ba	Ba	Sr/Ba
Ийолиты	0,026	20	0,016	1,4	0,004	80	0,005	16
Пироксениты	0,037	10	0,040	1,2	0,008	50	0,009	11

ними, так и за счет уменьшения содержаний бария в слюдах. Слюды в карбонатитах II стадии массива 1 содержат только 0,10—0,16% бария. В кальцитах содержание бария несколько возрастает по сравнению с кальцитами I стадии и составляет 0,034—0,071%. На слюду в карбонатитах II стадии приходится 10—15% всего бария породы, а на кальцит — 80—90%. Для карбонатитов II стадии уже не характерны резкие колебания количеств бария, и вариации его содержаний связаны главным образом с изменением содержаний бария в кальцитах.

В кальцитах содержание бария увеличивается по мере возрастания щелочности пород. В массиве 1 оно увеличивается от 0,034% в осевых частях тел до 0,035% во внутренних слюдяных, 0,040% — во внутренних форстеритовых и 0,043%—во внешних зонах. В кальцитах из форстеритовых карбонатитов внешней зоны содержится больше бария (0,044%), чем в кальцитах из диопсидовых карбонатитов (0,042%). В кальцитах из карбонатитов II^a подстадии массива 3 содержание бария увеличивается от 0,035% во внутренней форстеритовой зоне до 0,052% во внешней зоне и от 0,048% в диопсидовых карбонатитах до 0,054% в форстеритовых карбонатитах внешней зоны. В карбонатитах $II^б$ подстадии кальциты из внешних зон также богаче барием, чем кальциты из внутренних. Одновременно с увеличением содержаний бария в кальцитах уменьшается стронций-бариевое отношение (см. табл. 72, 73). Аналогичные изменения содержаний бария характерны и для апатитов. В апатитах массива 1 содержание бария увеличивается от 0,007% во внутренней форстеритовой зоне до 0,011% во внешней; стронций-бариевое отношение при этом уменьшается от 7 до 5. В массиве 2 содержание бария в кальцитах из ранних карбонатитов составляет 0,060 и только в разностях по нефелин-пироксеновым породам оно возрастает до 0,108%. Стронций-бариевое отношение увеличивается по мере уменьшения щелочности исходных пород от 4,5 в апопироксенитовых до 14 в апофенитовых разностях (см. табл. 74).

В карбонатитах III стадии содержание бария несколько возрастает, по сравнению с карбонатитами II стадии. В массиве 1 оно составляет в среднем 0,056%, в массиве 3 — 0,068%. Это происходит, во-первых, за счет увеличения количества бария в кальците до 0,071% (табл. 69, 70) и, во-вторых, благодаря появлению щелочных амфиболов, содержащих 0,16—0,49% бария. Слюды III стадии, так же как и во II стадию, содержат 0,12% бария, апатиты — 0,010%, эгирин — 0,004—0,014%. В кальците сосредоточено 65—85% бария карбонатитов III стадии, 15—30% приходится на амфибол и слюду и до 3% — на апатит.

Изменение содержаний бария в минералах зависит от щелочности системы. С ее уменьшением содержание бария в кальцитах снижается во внутренних зонах тел по сравнению с внешними от 0,053% (Sr : Ba = =9) до 0,034% (Sr : Ba=15) в массиве 1 и от 0,070 (Sr : Ba=9) до 0,044% (Sr : Ba=13) в массиве 3 (см. табл. 72, 73).

В амфиболах снижение щелочности приводит к увеличению количества бария как от периферии к центру тел, так и по фациям: рихтерит со-

держит 0,16% бария, эккерманит — в среднем 0,29%, магнезиоарфведсониты — 0,40—0,49%. Стронций-бариевое отношение возрастает от 0,1 в рихтеритах до 0,2 в магнезиоарфведсонитах. В связи с таким распределением бария по минералам происходит закономерное изменение содержаний бария в породах и меняются роли минералов в балансе бария от центра к периферии тел. Снижение содержаний бария в кальците от периферии к центру тел и уменьшение в этом же направлении количества амфибола и слюды в карбонатитах приводят к уменьшению содержаний бария от 0,069% в периферических зонах до 0,039% во внутренних зонах тел, несмотря на увеличение содержаний бария в амфиболе. При этом доля кальцита в общем балансе бария увеличивается от 65 до 75—80%, доля амфибола сохраняется примерно на уровне 20%, а доля слюды уменьшается от 15 до 1—2%.

В карбонатитах IV стадии наблюдается наиболее сложное распределение бария. Появление барита и других минералов с высокими его содержаниями, распределенных крайне неравномерно, делает ненадежными результаты валового опробования пород на барий и затрудняет оценку роли отдельных минералов в общем балансе бария.

В массиве 1 анкеритовые карбонатиты отличаются очень низкими содержаниями бария (0,015%). Барит в этих образованиях встречается крайне редко; бóльшая часть бария рассеяна в амфиболах, содержащих до 0,6% бария, гидрослюдах (0,1—0,2%) и анкерите (0,014%). Кроме того, барий отмечен в некоторых образцах пирохлора (1—2%), в карбонат-апатите (0,02%), в эгирине (0,01%) и в альбите (0,01%). Темноцветные минералы концентрируют 50—60% бария породы, в анкерите его рассеяно около 30%, около 10% бария несут пирохлор, альбит и апатит. Доля барита в общем балансе бария составляет не более 5%. В анкеритизированных карбонатитах массива 1 содержание бария выше, чем во всех остальных разностях и составляет 0,105%. Около 25% общего количества бария приходится на силикаты, пирохлор и апатит, остальные 75% сосредоточены в карбонатах. Судя по количественным соотношениям карбонатов в породах с различными содержаниями бария, в кальците содержится примерно 0,12% бария, в анкерите — в среднем 0,028%; вероятно, количество бария в анкерите несколько уменьшается по мере усиления анкеритизации. Анкерит из анкеритовых карбонатитов массива 2 еще беднее барием, чем анкерит из анкеритовых карбонатитов массива 1. Содержание бария в нем колеблется от 0,003 до 0,015% и в среднем составляет 0,010%.

В массиве 3 анкеритовые карбонатиты характеризуются резко повышенным содержанием бария. В жилах, сложенных крупнозернистым анкеритом, где существенную роль играет барит, содержание бария достигает 20%. В мелкозернистых анкеритовых карбонатитах, где барит встречен только в составе псевдоморфоз по бербанкиту, содержания бария колеблются от 0,3 до 1%, в общем пропорционально количеству бербанкита или псевдоморфоз по нему (в бербанките содержится около 5% бария). Анкериты из анкеритовых карбонатитов массива 3 обогащены барием, по сравнению с анкеритами массивов 1 и 2 и содержат от 0,039 до 0,170% бария. Характерно, что анкерит из крупнозернистых анкеритовых жил с баритом значительно беднее барием, чем анкерит из мелкозернистых анкеритовых карбонатитов; первый содержит в среднем 0,046% бария, второй — 0,150%.

Анализ распределения бария и стронция в карбонатитах показывает, что только часть этих элементов заимствована из исходных силикатных пород; значительное количество стронция и бария было привнесено карбонатитообразующими растворами. Видимо, концентрация бария в карбонатитообразующих растворах была достаточно высокой, так

что поступление бария в раствор в ходе карбонатизации обогащенных барием нефелиновых сиенитов не меняло существенно его концентрацию и, во всяком случае, не отражалось на содержании бария в карбонатитах.

На распределение стронция и бария в карбонатитах влияют два фактора: распределение этих элементов в минералах и распределение минералов-носителей и концентраторов бария и стронция в породах. Для стронция главным является первый фактор, и только в образованиях IV стадии становится заметным действие второго. Распределение бария зависит от сочетания обоих факторов, причем роль каждого из них меняется от стадии к стадии.

Эти особенности распределения, видимо, связаны с различием свойств стронция и бария и, прежде всего, с величиной их ионных радиусов.

Ионный радиус стронция (1,27 Å), хотя и больше ионного радиуса кальция (1,06 Å), все же близок к нему. Близки и величины их электроотрицательности (соответственно, 125 и 137). Это обусловливает широкий изоморфизм между стронцием и кальцием, и стронций рассеивается главным образом в кальциевых минералах. Наиболее характерны следующие особенности распределения стронция в кальциевых минералах карбонатитов.

1. Содержание стронция увеличивается в ряду кальциевых минералов из одной парагенетической ассоциации: пироксен⟶шорломит⟶⟶апатит⟶кальцит.

2. В такой же последовательности в этом ряду увеличивается степень изоморфного замещения кальция стронцием — уменьшается отношение Ca : Sr, пироксен — 1000, шорломит — 400, апатит — 170 и кальцит — 100.

По мнению Е. И. Воробьева, такое закономерное изменение содержаний стронция и степени его концентрации по отношению к кальцию в этом ряду минералов можно объяснить различной плотностью их структуры. Так как ион стронция крупнее иона кальция, он с большей легкостью будет входить на позиции кальция в минералы с менее плотной структурой. Если плотность структуры минералов выразить через объем, приходящийся на один атом кислорода в молекуле, то для пироксена этот объем равен 11, для шорломита — 11,3, для апатита — 12, для кальцита — 12,3, т. е. в этом ряду последовательно уменьшается плотность структуры минералов. Таким образом, как различия содержаний стронция в кальциевых минералах одной парагенетической ассоциации, так и степень его концентрации по отношению к кальцию определяется кристаллохимическими особенностями этих минералов и главным образом плотностью структуры.

Содержание стронция в таких минералах, как апатит и пирохлор увеличивается от ранних стадий к поздним. Наиболее отчетливо содержание стронция в этих минералах возрастает в анкеритовых карбонатитах. Пирохлоры из анкеритовых карбонатитов, особенно те, в которых отмечены наиболее высокие концентрации стронция, по данным В. С. Гайдуковой (1966), характеризуются значительным дефицитом катионов в группе A и присутствием больших количеств воды, вероятно, частично в виде оксониевых групп. Эти пирохлоры имеют наибольшие размеры элементарных ячеек. Возможно, что именно эти особенности пирохлора — присутствие в группе A крупных структурных единиц — оксониевых групп, а также дефектность их структуры, обусловленная дефицитом катионов в группе A, способствует увеличению содержаний стронция в пирохлоре из анкеритовых карбонатитов. То же и в отношении бария, содержания которого в пирохлорах IV стадии значительно выше обычных для более ранних пирохлоров. В апатитах I, II и III стадии содержание стронция в общем сохраняется на одном уровне и за-

метно повышается в карбонатитах IV стадии, где развиты карбонат-апатиты. Возможно, что именно изменение состава апатита, которое сопровождается уменьшением его плотности, и является причиной увеличения содержания стронция.

В кальцитах происходит волнообразное изменение содержаний стронция: от I стадии ко II (в массиве 3— от I ко $II^а$ и далее ко $II^б$) оно возрастает, а в последующие стадии снижается. Возможно, что причиной этого является изменение коэффициента распределения стронция между раствором и кальцитом в зависимости от температуры. К сожалению, в литературе об этом нет данных. Не исключено, что изменение содержаний стронция не является следствием непосредственного действия температуры, а вызвано изменением других параметров системы (например, щелочности), связанных с температурой функциональной зависимостью, а также параметров, не зависимых от температуры.

Для всех кальциевых минералов, кроме кальцита, в условиях постоянной температуры (в телах одной стадии) наблюдается закономерное увеличение содержаний стронция по мере увеличения щелочности системы. Видимо, увеличение щелочности способствует вхождению на место кальция более основного стронция. В кальците, по мере увеличения щелочности как по зонам тел, так и по фациям карбонатитов, содержание стронция закономерно уменьшается. Эта закономерность находится в кажущемся противоречии с результатами экспериментальных исследований Г. Холланда (Holland a. o., 1963), установившего, что при свободном осаждении кальцита из раствора возрастание щелочности приводит к увеличению коэффициента распределения стронция по отношению к кальцию. Особенности распределения стронция в кальците, вероятно, связаны с особой ролью кальцита в карбонатитах, где он выступает как вполне подвижный минерал. Как было установлено ранее, изменение щелочности карбонатитовых систем влияет на пористость карбонатитов и эффект увеличения щелочности во многом сходен с эффектом возрастания давления. В этом случае с увеличением щелочности в кальцитах может проявиться тенденция к некоторому уплотнению решетки. На возможность проявления такой тенденции указывают данные Е. М. Эпштейна и Е. Н. Нечаевой: по мере увеличения глубины эрозионного среза и увеличения щелочности карбонатитовых систем удельный вес кальцита возрастает от 2,65 для наиболее кислых образований до 2,71 $г/см^3$ для наиболее щелочных (Гинзбург, Эпштейн, 1968). Если увеличение щелочности приводит к уплотнению структуры кальцита, оно должно противодействовать вхождению в кальцит крупных ионов стронция, причем это противодействие может сказаться сильнее, чем влияние увеличения активности стронция по отношению к кальцию в результате того же увеличения щелочности. В результате эффект действия щелочности на коэффициент распределения стронция по отношению к кальцию между раствором и кальцитом окажется противоположным тому, какой наблюдал Г. Холланд при свободном осаждении кальцита.

Высказанное предположение позволяет объяснить и особенности поведения стронция в кальцитах из карбонатитов III стадии. В карбонатитах III стадии от периферии к центру тел уменьшается щелочность системы. Наряду с этим развитие тектонических нарушений приводит к перекристаллизации карбонатитов внутренних зон, уменьшению пористости и увеличению давления растворов. Снижение щелочности способствует вхождению стронция в кальцит, а увеличение давления препятствует этому. В наиболее щелочных фациях, где возникает максимальный градиент щелочности и изменение щелочности действует сильнее, чем изменение давления, содержание стронция в кальците увеличивается от периферии к центру тел. В более кислых фациях, где градиент

щелочности меньше и преобладает действие давления, количество стронция в кальците уменьшается в том же направлении. Предположение о возникновении специфических особенностей распределения стронция в кальците, если он выступает в роли вполне подвижного минерала, вероятно, может быть распространено и на другие элементы-примеси.

Поведение стронция на протяжении I, II и III стадий как в породах, так и в минералах сходно для всех трех изученных массивов, различия заключаются только в уровнях содержаний стронция. Наиболее низкие содержания стронция в сопоставимых разностях карбонатитов характерны для массива 2; в массиве 1 они выше и еще выше — в массиве 3. Однако разница между максимальными и минимальными содержаниями стронция для карбонатитов одной стадии в одинаковых фациях и зонах разных массивов не превышает 10%. Это позволяет предположить, что в растворах, формировавших карбонатиты I, II и III стадий соотношение концентраций кальция и стронция во всех трех массивах отличалось очень незначительно, хотя, вероятно, в массиве 3 оно было наиболее низким. В массиве 1 эволюция содержаний стронция в породообразующих карбонатах не дает оснований предполагать общего повышения его концентрации в растворах IV стадии. Появление анкилита, скорее всего — следствие изменения концентраций не стронция, а реакционноспособных ионных форм редких земель. В массиве 2, судя по содержаниям стронция в анкерите, растворы IV стадии по концентрации стронция мало отличались от растворов этой стадии массива 1. Появление бербанкита и анкилита, видимо, также связано с изменением концентрации редких земель. В массиве 3 резкое (в три раза) повышение содержаний стронция в анкерите по сравнению с массивами 1 и 2 позволяет предположить возрастание содержаний стронция в растворах IV стадии по крайней мере по отношению к кальцию. Трудно сказать, с чем это связано. Повышенные содержания стронция в кальцитах из карбонатитов ранних стадий массива 3 свидетельствуют о более высоких концентрациях стронция по отношению к кальцию в растворах на всем протяжении процесса. Возможно, эта незначительная первичная обогащенность стронцием могла послужить причиной ощутимого накопления стронция по отношению к кальцию на конечных этапах эволюции раствора. Главной причиной обогащения карбонатитов IV стадии стронцием, видимо, и здесь было увеличение концентраций ионов редких земель, вызвавшее осаждение стронция в виде бербанкита. Это подтверждается тем, что стронцианит встречается только в составе псевдоморфоз по бербанкиту в тесной ассоциации с паризитом и отсутствует за их пределами, несмотря на то, что переотложение редких земель в виде самостоятельных скоплений бастнезита наблюдается довольно часто. Вероятно, общая концентрация стронция в растворе была все же недостаточно высокой, чтобы обеспечить устойчивость стронцианита, и он в качестве метастабильной фазы появлялся только в участках возникновения временных локальных максимумов концентраций стронция при растворении бербанкита.

В отличие от стронция барий по величине ионного радиуса (1,38 Å) и электроотрицательности значительно ближе к калию, чем к кальцию. В связи с этим барий легче входит в калийсодержащие минералы, где он накапливается в значительных количествах и резко преобладает над стронцием, чем в кальциевые, где его содержания невелики и он количественно подчинен стронцию. Содержание бария в кальциевых минералах одной парагенетической ассоциации зависит главным образом от плотности структур. Е. И. Воробьев полагает, что чем больше плотность кальциевого минерала, тем более затруднено вхождение крупного иона бария на место кальция и тем меньше содержание бария в минерале как по абсолютной величине, так и по отношению к стронцию. Поэтому

большую плотность апатита по сравнению с кальцитом он считает причиной того, что апатиты беднее барием, чем кальциты, и отличаются более высоким стронций-бариевым отношением.

Присутствие в кальциевых минералах калия может заметно изменить как содержание бария, так и величину его отношения к стронцию. Именно присутствие в пироксенах 0,5—1% калия Е. И. Воробьев считает причиной того, что, несмотря на высокую плотность решетки, пироксен содержит столько бария, сколько и кальцит, причем стронций и барий в нем находятся в равных количествах. Высокие концентрации бария в амфиболах, где барий резко преобладает над стронцием, можно объяснить присутствием в амфиболах 1—2,5% калия. В слюдах, где стронций практически отсутствует, высокие содержания бария также являются следствием изоморфного замещения калия барием при весьма ограниченном изоморфизме между калием и стронцием.

Таким образом, распределение бария в карбонатитах в значительной мере зависит от их количественного минерального состава и отражает не столько особенности поведения бария, сколько особенности поведения таких петрогенных элементов, как алюминий и кремний; представление о поведении бария дает только анализ изменения его содержаний в минералах.

Рассматривая изменение содержаний бария в минералах по стадиям, следует отметить, что в слюдах только от I стадии ко II его содержания заметно снижаются; в дальнейшем существенных изменений количества бария не происходит. В кальцитах и апатитах наблюдается закономерное увеличение содержаний бария от ранних стадий к поздним. В пирохлорах возрастание содержаний бария наблюдается только в IV стадию. Неодинаковое поведение бария в разных минералах затрудняет решение вопроса о возможных изменениях концентраций бария в растворах от ранних стадий к поздним. Увеличение содержаний бария в апатите и пирохлоре IV стадии по сравнению с этими минералами из более ранних карбонатитов может быть следствием изменения состава и структуры. Противоположные тенденции изменения содержаний бария в слюдах и кальцитах скорее всего являются отражением различий в изменении коэффициента распределения между раствором и каждым из этих минералов по мере снижения температуры. Стронций-бариевое отношение незначительно уменьшается от II стадии к IV в массиве 1 и от II^a подстадии к III стадии — в массиве 3 (см. табл. 72, 73). При постоянном уровне концентраций стронция на протяжении карбонатитового процесса в массиве 1 и его повышении к концу процесса в массиве 3 уменьшение отношения стронция к барию в поздних кальцитах по сравнению с ранними свидетельствует о вероятном накоплении бария в карбонатитообразующих растворах от ранних стадий к поздним. Значительное обогащение барием анкеритов массива 3 по сравнению с массивами 1 и 2 свидетельствует о более интенсивном накоплении бария к концу процесса в растворах, формировавших карбонатиты массива 3. Так как на всем протяжении процесса карбонаты массива 3 богаче барием, чем карбонаты из сопоставимых фаций других массивов, можно предположить, что изначальная обогащенность барием карбонатитообразующих растворов послужила причиной более интенсивного накопления бария на поздних этапах. О постепенном параллельном накоплении стронция и бария в ходе развития карбонатитового процесса в массиве 3 свидетельствуют примерно одинаковые величины стронций-бариевого отношения в анкеритах всех трех массивов.

Несмотря на вероятное увеличение концентраций бария в растворах к концу процесса, не оно являлось главной причиной резкого обогащения барием карбонатитов IV стадии массива 3. Главными причинами этого были, во-первых, как и для стронция, увеличение концентрации

редкоземельных ионов, приведшее к осаждению значительных количеств бария в составе бербанкита, и, во-вторых, — увеличение концентраций иона SO_4^{2-}, вызвавшее осаждение барита. Причинами возрастания концентрации сульфат-иона могли явиться понижение температуры в IV стадию и соответствующее увеличение константы диссоциации серной кислоты. Кроме того, большую роль могло сыграть интенсивное осаждение двухвалентного железа в анкерите. Уход двухвалентного железа из раствора в твердую фазу и нарушение окислительно-восстановительного равновесия могли привести к окислению сульфидного иона в сульфатный и, таким образом, значительно повысить концентрацию последнего.

На распределение бария в минералах разных фаций и зон карбонатитов одной стадии большое влияние оказывала щелочность системы. В кальцитах всех стадий увеличение щелочности приводит к росту содержаний бария и заметному уменьшению стронций-бариевого отношения. Вероятно, высокая основность бария по сравнению со стронцием и кальцием становится решающим фактором, подавляя противодействие, связанное с уплотнением решетки кальцита. В калиевых минералах (слюдах) и кальциевых минералах, содержащих калий (амфиболах), где барий входит на место калия, наоборот, с увеличением щелочности системы содержание бария уменьшается. Видимо, сказывается меньшая основность бария по сравнению с калием. В амфиболах, кроме непосредственного влияния щелочности на степень изоморфного замещения калия барием, сказывается также связанное со снижением щелочности изменение состава: от рихтеритов к магнезиоарфведсонитам и магнезиорибекитам в амфиболах возрастает содержание калия за счет уменьшения содержания кальция, что также способствует увеличению количества бария.

Глава 5

РУБИДИЙ И ЛИТИЙ

Хотя рубидий и литий не входят в число редких элементов, типоморфных для карбонатитов, их распределение в различных породах и минералах массива 1 было изучено Е. И. Воробьевым.

РУБИДИЙ

Содержание рубидия в силикатных породах массива составляет в среднем 0,006%. В пироксеновых и нефелин-пироксеновых породах содержание рубидия низкое (0,004%), в нефелиновых сиенитах оно увеличивается до 0,014. В пикритовых порфирит-альнёитах количество рубидия близко к среднему содержанию в массиве.

Среднее содержание рубидия в карбонатитах 0,002%, т. е. оно меньше, чем в исходных породах, по крайней мере в три раза. Количество рубидия в исходных силикатных породах не влияет на содержание рубидия в карбонатитах: в телах карбонатитов, развившихся по нефелиновым сиенитам, и в карбонатитах, заместивших нефелин-пироксеновые породы, содержание рубидия в общем одно и то же.

Количество рубидия в карбонатитах различных типов широко варьирует (табл. 76, 77). В карбонатитах I стадии содержание рубидия наиболее высокое—0,0043—0,0048%. Главным носителем и концентратором рубидия в этом типе карбонатитов является слюда, содержащая 0,040—0,073 Rb. В пироксенах количество рубидия не превышает 0,002%, в кальците содержится только 0,0006% рубидия. На долю кальцита приходится не более 10% всего рубидия породы, а на долю пироксена — менее 5%. Более 80% Rb сосредоточено в слюдах.

Содержание рубидия в слюдах меняется в зависимости от щелочности системы. В периферических частях тел карбонатитов, развившихся по ийолитам, слюда содержит 0,040% Rb, а на границе с пироксенитами количество рубидия в слюде увеличивается до 0,050%. Количество рубидия в слюдах увеличивается от границ к осевым частям тел — от 0,046% в пироксеновой зоне до 0,065% в форстеритовой (табл. 77).

Таким образом, на распределение рубидия в карбонатитах влияет, с одной стороны, то, что от апопироксенитовых к апоийолитовым разностям и от центра к периферии тел увеличивается количество слюды — главного концентратора рубидия, а с другой — уменьшение в этом же направлении содержания рубидия в слюдах. Видимо, эти две тенденции, в общем, уравновешивают друг друга, и в карбонатитах I стадии не отмечено закономерных изменений содержаний рубидия.

Содержание рубия в карбонатитах II стадии заметно снижается по сравнению с I и в среднем составляет 0,0014% (табл. 76). Оно уменьшается от периферических частей тел (0,0017% Rb) к внутренней форстеритовой (0,0010% Rb) и далее к слюдяной (0,0007%) Rb) зонам.

Таблица 76

Содержание Rb и Li в различных типах карбонатитов массива 1 (в %)

Стадия	Тип карбонатита	Rb	Li
I	Пироксеновый	0,0048	0,0042
		0,0045	0,0036
	Форстеритовый	0,0043	0,0034
		0,0045	0,0036
	Среднее	0,0045	0,0037
II	Диопсидовый	0,0025	0,0032
		0,0017	0,0030
		0,0012	0,0037
	Форстеритовый внутренней зоны	0,0015	0,0032
		0,0015	0,0040
		0,0007	0,0033
		0,0005	0,0035
	Слюдяной внутренней зоны	0,0057	0,0041
	Среднее	0,0014	0,0035
III	Слабо амфиболизированный диопсидовый	0,0020	0,0026
	Амфиболовый:		
	по авгит-диопсидовому I стадии	0,0027	0,0062
	по диопсидовому II стадии	0,0016	0,0058
	по форстеритовому внутренней зоны II стадии	0,0007	0,0057
	Среднее	0,0017	0,0051
IV	Анкеритизированный	0,0039	0,0083
	Мелкозернистый анкеритовый	0,0005	0,0028

Главным концентратором и носителем рубидия в карбонатитах II стадии также является слюда, в которой содержание рубидия колеблется от 0,026 до 0,057% (табл. 77). В периферических зонах, сравнительно богатых слюдой, в последней сосредоточено не менее 65% всего рубидия породы, В осевых частях, бедных слюдой, доля кальцита в общем балансе рубидия увеличивается до 60—70%.

Содержание рубидия в слюдах II стадии широко варьирует. В периферических частях тел в слюдах из диопсидовых карбонатитов оно составляет 0,047%, а в слюдах из форстеритовых карбонатитов увеличивается до 0,057%. В форстеритовых карбонатитах внутренней зоны слюды беднее рубидием, чем слюды внешних зон, и содержат всего 0,026—0,032% Rb. Таким образом, и в карбонатитах II стадии количество рубидия в слюдах зависит от щелочности системы, уменьшаясь по мере ее снижения. В отличие от образований I стадии, в карбонатитах II стадии от периферии к центру карбонатитовых тел уменьшается количество слюды и снижается содержание в ней рубидия. В результате происходит отчетливое уменьшение концентраций рубидия в карбонатитах внутренних зон по сравнению с внешними.

Среднее содержание рубидия в карбонатитах III стадии составляет 0,0017%. Как и в карбонатитах II стадии, в сравнительно обогащенных

Таблица 77

Распределение Rb и Li в породообразующих минералах карбонатитов массива 1 (в%)

Стадия	Минерал и тип карбонатита	Rb	Li
I	Кальцит	0,0006	0,0042
	Авгит-диопсид		
	из карбонатитов по ийолитам	0,0015	0,0015
	из карбонатитов по нефелин-пироксеновым породам	0,0016	0,0017
	из карбонатитов по пироксенитам	0,0020	0,0012
	Слюда		
	из пироксеновых карбонатитов по ийолитам	0,040	0,0014
	из пироксеновых карбонатитов по нефелин-пироксеновым породам	0,050	0,0004
	из пироксеновых карбонатитов по пироксенитам	0,053	0,0010
	из форстеритовых карбонатитов вблизи пироксеновых	0,055	0,0006
	из форстеритовых карбонатитов вблизи слюдяных	0,073	0,0005
II	Диопсид	Не обн	0,0020
	Слюда	»	0,0015
	из диопсидового карбонатита	0,047	0,0012
	из форстеритового карбонатита внешней зоны	0,057	0,0008
	из форстеритового карбонатита внутренней зоны	0,029	0,0006
	из слюдяного карбонатита внутренней зоны	0,024	0,0008
III—IV	Рихтерит*	Не обн.	0,01
	Эккерманит*	»	0,05
	Магнезиоарфведсонит*	»	0,1

* Анализы произведены в спектральной лаборатории ВИМСа полуколичественным методом.

рубидием разностях карбонатитов III стадии почти весь рубидий сосредоточен в слюдах, а в бедных рубидием карбонатитах до 70% его приходится на кальцит. Содержание рубидия в этих карбонатитах уменьшается с уменьшением количества слюды от периферии к центру тел, а в периферических частях тел — в зависимости от состава исходных пород. В амфиболовых карбонатитах, заместивших карбонатиты I стадии, количество рубидия достигает 0,027%, в разностях, развившихся по диопсовым карбонатитам II стадии, содержится 0,015% рубидия, а в карбонатитах, образовавшихся по форстеритовым карбонатитам внутренней зоны II стадии, количество рубидия снижается до 0,0007%. В осевых частях тел III стадии содержание рубидия не превышает 0,0007%.

В анкеритовых карбонатитах IV стадии среднее содержание рубидия составляет 0,0005%, большая его часть рассеяна в карбонате.

ЛИТИЙ

Среднее содержание лития в силикатных породах массива составляет 0,002%, т. е. оно в три раза меньше, чем содержание рубидия. Распределения лития и рубидия сходны: низкие содержания лития (0,0010%) характерны для пироксеновых пород, наиболее высокие (0,004%) отмечены в нефелиновых сиенитах. Количество лития в пикритовых порфиритах варьирует и в среднем близко к среднему содержанию лития в массиве.

В карбонатитах в среднем содержится 0,004% Li, или в два раза больше, чем в исходных силикатных породах. Характерно, что содержание лития в карбонатитах не обнаруживает никакой связи с его содержанием в исходных породах: в карбонатитах, развившихся по нефелиновым сиенитам, лития столько, сколько и в телах карбонатитов, заместивших нефелин-пироксеновые породы. Распределение лития в карбонатитах I и II стадий в общем равномерное, содержание его колеблется в пределах 0,0032—0,0042%. Главный минерал-носитель лития в этих карбонатитах — кальцит, содержащий 0,0035—0,0042% Li. Во всех остальных минералах содержания лития меньше, чем в кальците. В слюдах (см. табл. 77) содержание лития чрезвычайно низкое (0,0005—0,002%). В карбонатитах I и II стадий только 10—20% всего лития породы приходится на темноцветные минералы, главная его масса рассеяна в кальците.

В карбонатитах III стадии содержание лития возрастает до 0,006%. Это обогащение, видимо, связано с появлением амфиболов, содержащих сотые и даже десятые доли процента лития (см. табл. 77). Характерно, что в амфиболовых карбонатитах сохраняется низкое содержание лития в слюдах (0,0010%). Распределение лития по минералам меняется: в кальците содержится только около 50% всего лития, половина лития рассеяна в амфиболах. На долю слюд приходится не более 5% общего количества лития.

В анкеритовых карбонатитах лития столько, сколько в кальцитовых — в среднем 0,004%. В крупнозернистых разностях анкеритовых карбонатитов и в мелкозернистых, не содержащих амфибола, количество лития не превышает 0,0025%; в амфиболсодержащих анкеритовых карбонатитах и в ореолах анкеритизированных карбонатитов концентрация лития возрастает до 0,007% (см. табл. 76). В этих породах отчетливо проявлена связь содержаний лития с количеством амфибола, который в амфиболсодержащих разностях является главным концентратором лития. На долю карбонатов в безамфиболовых образованиях IV стадии приходится до 90% всего лития породы, и лишь незначительная часть лития рассеяна в эгирине. В амфиболсодержащих разностях в амфиболе сосредоточено около 70% всего лития породы и только 30% лития приходится на долю карбонатов. В амфиболах наблюдается закономерное увеличение содержаний лития по мере снижения щелочности системы. В карбонатитах III стадии от периферии к центру тел содержания лития в амфиболах возрастают от 0,01 до 0,05%. В амфиболах IV стадии количество лития увеличивается по сравнению с амфиболами III стадии и достигает 0,1%. Вероятно, эта закономерность связана с тем, что в щелочных амфиболах литий входит на позиции натрия. Уменьшение щелочности способствует замещению более основного натрия менее основным литием и в результате этого по мере снижения щелочности в амфиболах увеличивается как содержание лития, так и литий-натровое отношение. Необычно низкое содержание лития в слюдах всех стадий может свидетельствовать о низкой общей концентрации лития в карбонатитообразующих растворах.

ЛИТЕРАТУРА

Александров И. В. Изучение натрового метасоматоза. Труды 6-го совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрологии. Изд-во АН СССР, 1962.

Александров И. В. Натровый метасоматоз в Криворожье.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. Изд-во АН СССР, 1963.

Александров И. В. Ниобий в углекислых растворах и соображения о миграции редких элементов в гидротермальных условиях.— Геохимия, 1967, № 6.

Александров И. В., Волынец В. Ф., Павленко В. С. Геохимические особенности распределения азота в карбонатах из карбонатитов Алдана.— Геохимия, 1967, № 7.

Александров И. В., Синькова Л. А., Иванов В. И. Экспериментальное изучение поведения редкоземельных элементов и иттрия в приложении к гидротермальному процессу.— В кн.: Проблемы геохимии. «Наука», 1965.

Андреев Г. В. Контактово-инфильтрационные скарны вблизи карбонатитовых тел Кондерского массива.— Докл. АН СССР, 1959, **128**, № 4.

Багдасаров Э. А. Физико-оптические свойства и кристаллохимические особенности перовскита в породах ультраосновного щелочного комплекса Кольского полуострова. Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Л., 1960.

Багдасаров Ю. А. По поводу статьи А. Г. Жабина «Кальцит магматического генезиса».— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1968, т. 97, № 4.

Багдасаров Ю. А., Гайдукова В. С. Находка луешита в карбонатитах Сибири.— Докл. АН СССР, 1962, **147**, № 5.

Балашов Ю. А., Пожарицкая Л. К. Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе.— Геохимия, 1968, № 3.

Баринский Р. Л., Бородин Л. С. О составе редких земель в пирохлорах из массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— Геохимия, 1961, № 6.

Богачев А. И. О карбонатитах массива Вуориярви.— Изв. Карел. и Кольск. филиалов АН СССР, 1958, № 2.

Богомолов М. А. Чадский массив — новый ультраосновной щелочной интрузив на Алданском щите.— Докл. АН СССР, 1963, **149**, № 5.

Бойда Ш. А., Серба Б. И. Новый массив щелочных пород и карбонатитов на Кольском полуострове.— Бюлл. науч.-техн. информ. МГ и ОН СССР, 1958, № 3.

Бокий Г. Б. Кристаллохимия. Изд. МГУ, 1960.

Боровко Н. Н. О зависимости между содержаниями ниобия, тантала, урана и тория в редкометальных карбонатитах.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 6.

Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.

Бородин Л. С. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолит-мельтейгитов.— Изв. АН СССР, серия геол. 1958, № 6.

Бородин Л. С. О перовскитовом оруденении в массиве Вуориярви.— Геология рудных месторождений, 1959, № 5.

Бородин Л. С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных-щелочных пород.— МГК. 21 сес. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Изд-во АН СССР, 1960.

Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов).— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.

Бородин Л. С. Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных щелочных пород (к проблеме карбонатитов и их связи со щелочным магматизмом).— В кн.: Проблемы геохимии. Изд-во «Наука», 1965.

Бородин Л. С. О генетических особенностях тантало-ниобиевой минерализации в комплексах щелочных пород и карбонатитов. В кн.: Вопросы геологии, минералогии, геохимии, методов поисков и

оценки новых типов редкометального оруденения. Изд-во «Недра», 1965_2.
Бородин Л. С. Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Изд-во «Наука», 1965_3.
Бородин Л. С. Карбонатитовые месторождения редких элементов.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1965 г.
Бородин Л. С., Баринский Р. П. Редкие земли в перовскитах (кнопитах) из массивов ультраосновных щелочных пород.— Геохимия, 1960, № 4.
Бородин Л. С., Быкова А. В. О циркониевом шорломите.— Докл. АН СССР, 1961, **141**, № 6.
Бородин Л. С., Капустин Ю. Л. Бербанкит — первая находка в СССР.— Докл. АН СССР, 1962, **147**, № 2.
Бородин Л. С., Назаренко И. И. Химический состав пирохлора и изоморфные замещения в молекуле $A_2B_2X_7$.— Геохимия, 1957, № 4.
Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.
Бородин Л. С., Назаренко И. И., Рихтер Т. Л. О новом минерале цирконолите — сложном окисле типа AB_3O_7.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 5.
Бородин Л. С., Быкова А. В., Капитонова Т. А., Пятенко Ю. А. Новые данные о цирконолите и его ниобиевой разности.— Докл. АН СССР, 1960, **134**, № 5.
Бородин Л. С., Жабин А. Г., Капустин Ю. Л., Лапин А. В. Роль процессов метасоматического изменения гипербазитов в формировании ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Тезисы докладов конф. «Метасоматические изменения боковых пород и роль их в рудообразовании», 1963.
Булах А. Г. Редкометальные анкеритовые карбонатиты Себльяврского массива (Кольский п-ов).— Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 45. Л., 1961.
Булах А. Г. О циркелите и цирконолите из карбонатитов Кольского полуострова.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 6.
Булах А. Г., Абакумова Н. Б. Себльявр-ский массив ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов (Кольский п-ов).— Советская геология, 1960, № 5.
Булах А. Г., Ильинский Г. А., Кухаренко А. А. Циркелит из месторождений Кольского полуострова.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 3.
Булах А. Г., Кондратьева В. В., Баринов Е. Н. Карбоцернаит — новый редкоземельный карбонат.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 1.
Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Меймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
Бутузов В. П., Брятов Л. В. Исследование фазовых равновесий части системы H_2O — SiO_2 — Na_2CO_3 при высоких давлениях и температурах.— Кристаллография, 1957, № 5.
Вайнштейн Э. Е., Пожарицкая Л. К., Туранская Н. В. О поведении редких земель в процессе формирования карбонатитов (на примере одного из карбонатитовых массивов Восточного Саяна).— Геохимия, 1961, № 11.
Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах.— Геохимия, 1956, № 2.
Виар Ж., Сабатье Ж. Реакции щелочных полевых шпатов с гидротермальными кальциевыми растворами.— В кн.: Проблемы геохимии. Изд-во «Наука», 1965.
Виноградов А. П., Боровик-Романова Т. Ф. К геохимии стронция.— Докл. АН СССР, 1945, **46**, № 5.
Волотовская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных пород и карбонатитов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.
Волотовская Н. А., Кухаренко А. А. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 3.
Воробьев Е. И., Пожарицкая Л. К. Распределение бария и стронция в ультраосновных — щелочных породах и карбонатитах Восточной Сибири.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.
Воробьев Е. И., Пожарицкая Л. К., Фролова Л. П. Распределение лития и рубидия в щелочных — ультраосновных массивах Восточного Саяна.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.
Воробьев Е. И., Пожарицкая Л. К., Развозжаева Э. А., Самойлов В. С. Некоторые особенности распределения редких элементов в карбонатитах Восточной Сибири. Материалы ко 2-ой конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
Гайдукова В. С. Развитие колумбита и фермита по пирохлору.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 4.
Гайдукова В. С. О стронциевом пирохлоре и кальциевом эшините из карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 30. Очерки по минералогии редких элементов. Изд-во «Недра», 1966.
Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Минералы редких элементов в карбонатитах.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17. Геологическое строе-

ние и минералого-геохимические особенности редкометальных карбонатитов. Госгеолтехиздат, 1962.

Гайдукова В. С., Сидоренко Г. С., Яковлевская Т. А. Новые данные о циркелите.— В сб.: Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та, № 17, 1964.

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия при низких температурах. ИЛ, 1962.

Гаррелс Р. М., Рихтер Д. К. Может ли углекислота играть роль рудообразующего флюида в условиях небольших глубин.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 1. ИЛ, 1960.

Гормашева Г. С., Пожарицкая Л. К. Поведение петрогенных элементов в процессе образования карбонатитов.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.

Гинзбург А. И. О некоторых особенностях геохимии тантала.— Геохимия, 1956 № 3.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, глава 3. Изд-во «Недра», 1968.

Гинзбург А. И., Горжевская С. А., Сидоренко Г. М. О химическом составе кубических титано-танталониобатов.— Геохимия, 1958, № 5.

Глаголев А. А. Пример метасоматической зональности вокруг апатито-магнетитовых руд и карбонатитов.— Докл. АН СССР, 1962, **147**, № 4.

Гладких В. С., Жук-Почекутов К. А., Леонтьев Л. Н. Редкие элементы в щелочной эффузивной ассоциации Меймеча-Котуйской провинции (Северо-Запад Сибирской платформы).— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Изд-во «Наука», 1965.

Говоров И. Н. К геохимии высокотемпературных рудообразующих процессов.— Бюлл. Тихоок. комитета по геологии и металлогении, вып. 1, 1962.

Голдсмит Ю. Р. Некоторые аспекты геохимии карбонатов.— В кн.: Геохимические исследования. ИЛ, 1961.

Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А. Месторождение флогопита Одихинча на севере Сибирской платформы.— Труды НИИГА, 1963, **136**.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1—5. Изд-во «Мир», 1965, 1966.

Евзикова Н. З. Об ориентированном нарастании и изменении облика кристаллов пирохлора.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 5.

Евзикова Н. З., Москалюк А. А. Газово-жидкие включения в карбонатах карбонатитов.— Докл. АН СССР, 1964, **159**, № 1.

Егоров Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960_1, № 1.

Егоров Л. С. К проблеме нефелинизации и железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза в интрузиях щелочных и ультраосновных пород.— Труды НИИГА, 1960_2, **114**, вып. 14.

Егоров Л. С. К вопросу о механизме формирования карбонатитов.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1963, **74**, вып. 1.

Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 1.

Егоров Л. С., Аникеева Л. И. К вопросу о происхождении Гулинского месторождения флогопита.— Информ. бюлл. НИИГА, 1957, № 1.

Егоров Л. С., Сурина Н. П. Карбонатиты интрузий Чангит.— Труды НИИГА, 1961, **125**, вып. 17.

Егоров Л. С., Гальдбурт Т. Л., Шихорина К. М., Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород.— Труды НИИГА, 1961, **122**.

Ельянов А. А., Моралев В. М. О типах карбонатитовых массивов Алданского щита.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1961, **36**, вып. 5.

Жабин А. Г. Инъекционные дайки карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967_1, № 8.

Жабин А. Г. Кальцит магматического генезиса.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1967_2, ч. 96, вып. 3.

Жабин А. Г., Гайдукова В. С. Взаимоотношение ниобатов — пирохлора, фергсмита и колумбита в щелочных сиенитовых и карбонатитовых комплексах.— Геология рудных месторождений, 1962, № 1.

Здорик Т. Б. Эволюция редкоземельной минерализации в карбонатитах на примере одного из месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 30. Очерки по минералогии редких металлов. Изд-во «Недра», 1966_1.

Здорик Т. Б. Бербанкит и продукты его изменения.— Труды Минералог. музея АН СССР, 1966_2, вып.

Здорик Т. Б., Сидоренко Г. А., Быкова А. В. Новый титано-цирконат кальция — кальциртит.— Докл. АН СССР, 1961, **137**, № 3.

Иванов И. П. Опыт экспериментального моделирования альбитизации слюдяных сланцев в гидротермальных условиях.— Бюлл. научн.-техн. информ., 1961, № 2(30).

Иванов И. П. Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях.— Труды 6-го совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962_1.

Иванов И. П. О природе альбитизирующих растворов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, 1962_2.

Ициксон Г. В. Закономерности метасоматоза при образовании карбонатитов.— Советская геология, 1964, № 6.

Калинин Д. В., Лохова Г. Г. О синтезе силикатов в системе $CaCO_3$—$MgCO_3$—SiO_2—H_2O при 540 и 460 *атм* в присутствии добавок хлоридов кальция и магния.— Геология и геофизика, 1966, № 1.

Капустин Ю. Л. К минералогии карбонатитов массива Вуориярви. Тезисы докладов 2-ой конф. молодых науч. сотр. ИМГРЭ АН СССР, 1960.

Капустин Ю. Л. Геологическое положение и минеральный состав карбонатитов Ковдорского массива. Тезисы докладов на 3-й конф. молодых науч. сотр. ИМГРЭ АН СССР, 1961.

Капустин Ю. Л. Акцессорная редкометальная минерализация карбонатитов Кольского полуострова.— В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. Изд-во «Наука», 1965.

Капустин Ю. Л. Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах.— Геохимия, 1966, № 11.

Карапетянц Х. М., Карапетянц М. Л. Таблицы некоторых термодинамических свойств различных веществ.— Труды Моск. хим.-технол. ин-та, 1961, вып. 34.

Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы для термодинамических расчетов в геохимии. Изд-во «Наука», 1968.

Кириллов А. С. Кальцитовые карбонатиты в фенитизированных породах Ковдорского массива и связанная с ними минерализация.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2. Л., 1964.

Кириллов А. С., Рылов В. С. Об источниках магния в карбонатитах.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 2.

Козырева Л. В., Ильинский Г. А. К минералогии доломит-кальцитовых карбонатитов массива Вуориярви. Материалы по минералогии Кольского п-ва, 1959.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е. Месторождения редкометальных карбонатитов Африки, 1963.

Конев А. А. Карбонатиты Сайжинского щелочно-ультраосновного комплекса.— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 4.

Кононова В. А. Уртит-ийолитовые интрузии юго-восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса.— Труды ИГЕМ. Изд-во АН СССР, 1961, вып. 60.

Коржинская Е. Н., Шаронова А. В. О пирохлорах из различных типов карбонатитовых руд.— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, 1960, вып. 2.

Коржинский Д. С. Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1935, ч. 64, вып. 1.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды Ин-та Геол. наук АН СССР, 1940, вып. 12.

Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, № 7.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957_1, № 12.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957_2.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация.— Докл. АН СССР, 1958, **122**, № 2.

Коржинский Д. С. Термодинамические потенциалы открытых систем, кислотность и восстановительный потенциал которых определяются внешними условиями.— Докл. АН СССР, 1963, **152**, № 2.

Кузьменко М. В. К геохимии ниобия и тантала.— Труды ИМГРЭ АН СССР, Изд-во АН СССР, 1959, вып. 3.

Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ними редкометальные месторождения.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 3.

Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенного комплекса щелочных — ультраосновных пород.— Учен. зап. ЛГУ, № 312, геохимия, 1962, вып. 13.

Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Перовскиты ультраосновных — щелочных пород Кольского полуострова. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, вып. 45.

Кухаренко А. А., Донцова Э. И. К проблеме генезиса карбонатитов.— Геология рудных месторождений, 1962, № 2.

Кухаренко А. А., Орлова М. П. К проблеме генезиса платформенных щелочно-ультраосновных магматических комплексов.— В кн.: Происхождение щелочных пород, 1964.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.

Лавренев Ю. Б. Некоторые черты ультраосновной — щелочной формации Восточной Сибири. В кн.: Минеральное сырье, вып. 1, 1960.

Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Карбонатиты Восточного Саяна.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Лавренев Ю. Б., Эпштейн Э. М. Геологическое строение массивов ультраосновных — щелочных пород и закономерности их формирования.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17. Геологическое строение и минерало-геохимические особенности редкометальных карбонатитов, 1962.

Ланда Э. А. О контактовом взаимодействии крупно- и гигантозернистых кар-

бонатитов Гулинского массива с вмещающими породами.— Докл. АН СССР, 1966_1, 168, № 2.

Ланда Э. А. К проблеме генезиса нефелин-пироксеновых пород в щелочно-ультраосновных массивах.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1966_2, ч. 95, вып. 6.

Ланда Э. А. Условия образования флогопитовых месторождений Меймеча-Котуйской провинции щелочных — ультраосновных пород. Автореферат дисс., представленной на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Л., 1967.

Лапин А. В. Нефелинизация и жильные нйолиты в Ковдорском массиве ультраосновных — щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.

Лапин А. В. О скарноподобных образованиях в Ковдорском массиве.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Изд-во «Наука», 1965.

Лапин А. В. Петрология ультрабазитов и щелочных пород в массивах Ковдор и Бор-Урях. Автореф. дисс., представленной на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук, 1966.

Леонтьев Л. Н., Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С. К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Изд-во «Наука», 1965.

Летников Ф. А. Энергетический анализ основных типов метасоматической зональности. Материалы 2-ой конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Лисицын А. К. Метод определения Eh — pH химического равновесия раствора с горными породами и минералами.— Геохимия, 1967, № 8.

Малинин С. Д. Система H_2O—CO_2 при больших давлениях и температурах.— Геохимия, 1959, № 3.

Малинин С. Д., Кропотова О. И., Гриненко В. А. Экспериментальное исследование констант изотопного обмена углерода в системе CO_2 (газ) $\rightleftarrows HCO_3^-$ (раствор) при гидротермальных условиях.— Геохимия, 1967, № 8.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.

Моралев В. М., Пожарицкая Л. К. Проблемы изучения редкометальных карбонатитов.— Разведка и охрана недр., 1960, № 6.

Мотычко В. Ф. Карбонатиты массива Одихинча и их генезис.— Труды НИИГА, 1959, **107**.

Наумов Г. Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах.— Геохимия, 1959, № 1.

Наумов В. Б., Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н. О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений.— Докл. АН СССР, 1966, **171**, № 1.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма, 1961.

О'Нил Т. Ф. Гидротермальные изменения полевых шпатов при температурах 250—400°.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. ИЛ, 1950.

Орлова М. П., Рождественский Ю. П., Баранова Е. Н. К минералогии редкометальных карбонатитов Салланлатвинского массива (Северная Карелия).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 96. Л., 1963.

Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водносиликатных системах при высоких температурах и давлениях.— Труды ИГЕМ, 1957, вып. 9.

Перчук Л. Л. Эффект кислотно-основного взаимодействия компонентов в системе эгирин — геденбергит — диопсид.—Доклады АН СССР, 1962, **147**, № 6.

Перчук Л. Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.

Перчук Л. Л., Павленко А. С. Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород.— Геохимия, 1967, № 9.

Пожарицкая Л. К. Минералого-петрографические особенности карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17. 1962_1.

Пожарицкая Л. К. Геохимические особенности процесса образования карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17, 1962_2.

Пожарицкая Л. К. О генезисе карбонатитов.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.

Пожарицкая Л. К. Минеральные парагенезисы и условия формирования доломит-кальцитовых карбонатитов Восточной Сибири.— В кн.: Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. Изд-во «Наука», 1970.

Пожарицкая Л. К., Гинзбург А. И. Геологические и минералого-геохимические особенности карбонатитовых месторождений.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 1, 1958.

Пожарицкая Л. К., Развозжаева Э. А. О содержании редких элементов в магнетитах и слюдах из карбонатитов Восточной Сибири.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.

Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М. О физико-химических условиях образования карбонатитов.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. Изд-во «Наука», 1964.

Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Поисковые критерии редкометальных карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 14, 1961.

Пожарицкая Л. К., Багдасаров Ю. А., Березина Л. В., Развозжаева Э. А. О неко-

горых закономерностях развития и размещения редкометальной минерализации в одном из массивов Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1965.

Пожарицкая Л. К., Павлинский Г. В., Развозжаева Э. А., Самойлов В. С. О циркелите одного из карбонатитовых массивов. В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. Стадийность, фации и зональность карбонатитов Восточной Сибири.— Материалы ко 2-ой конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Пудовкина З. В., Пятенко Ю. А. Рентгенографическое исследование цирконолита и его синтетического аналога.— В кн.: Рентгенография минерального сырья, 1964, вып. 4.

Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В. О кристаллической структуре кальциртита — новой производной структуры типа Ca — CeO_2.— Кристаллография, 1961, вып. 2.

Римская-Корсакова О. М. К вопросу о закономерных срастаниях шпинели с магнетитом.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1950, ч. 79, вып. 3.

Римская-Корсакова О. М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения (Кольский полуостров).— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 1, Л., 1963.

Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой абсорбции.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.

Римская-Корсакова О. М., Бурова Т. А., Франк-Каменецкий В. А. Луешит из карбонатитов Ковдорского массива (Кольский полуостров).— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 3.

Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 28. Изд-во «Недра», 1966.

Рыженко Б. Н. Физико-химические данные по системе Me_2CO_3 — $MeHCO_3$ — CO_2 — H_2O и некоторые приложения к гидротермальному процессу.— Геохимия, 1963, № 5.

Рыженко Б. Н., Хитаров Н. И. О кислотности и щелочности водных растворов в условиях повышенных температур и давлений.— Геохимия, 1961, № 10.

Самойлов В. С. Железистость темноцветных минералов как показатель щелочности метасоматизирующих растворов.— Докл. АН СССР, 1967, **177**, № 6.

Самойлов В. С., Гормашева Г. С. О физико-химических условиях щелочно-карбонатного метасоматоза.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.

Серба Б. И. Карбочатиты Салланлатвинского массива.— Советская геология, 1963, № 6.

Сергеев А. С. Фениты и процессы фенитизации в контактовом ореоле щелочных и ультраосновных интрузий Хабозерской группы (Кольский полуостров). Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 4.

Сергеев А. С. Фениты комплекса ультраосновных щелочных пород (Кольский полуостров и Северная Карелия). Л., 1968.

Смит Ф. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. ИЛ, 1954.

Смит Ф., Джонс Р. Е. Растворимость твердых фаз в газах.— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. ИЛ, 1963.

Сомина М. Я. Доломит-анкеритовые карбонатиты комплексов ультраосновных и щелочных пород и их металлогеническая специализация (на примере Восточно-Саянской провинции). Материалы ко 2-ой конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Сомина М. Я., Булах А. Г. Флоренсит из карбонатитов Восточного Саяна и некоторые вопросы химической конституции группы крандаллита.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 6.

Сыромятников Ф. В. Материалы по изучению системы кальцит — вода.— Труды Пятого совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1958.

Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. К минералогии контактной зоны Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9.

Томкеев С. И. Карбонатиты — их природа и происхождение.— Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, № 16, 1962.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б., Чжан-Ень. Экспериментальное воспроизведение щелочно-карбонатного метасоматоза.—Геохимия, 1963, № 6.

Фролов А. А. Некоторые вопросы детального геолого-структурного изучения карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17, 1962.

Фролов А. А. Факторы локализации редкометального оруденения в карбонатитах.— Геология рудных месторождений, 1965, 7, № 5.

Фролов А. А. Полосчатость в карбонатитах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 4.

Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Геологическое строение карбонатитовых массивов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17, 1962.

Хитаров Н. И., Малинин С. Д. О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O — CO_2.— Геохимия, 1958, № 7.

Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Лебедева Р. В. Экспериментальные данные по образованию скарнов, содержащих волластонит. Тезисы доклада на симпозиуме

по эксперимент. исследованиям в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, 1960.

Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. О составе и свойствах слюд из карбонатитов.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1966.

Шабынин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов.— Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.

Швей И. В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 15, 1962.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 2.

Шейнманн Ю. М. Закономерности размещения карбонатитов.— Бюлл. ОНТИ МГ и ОН, 1958, № 3/15.

Шейнманн Ю. М. О природе йолитмельтейгитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.

Шейнманн Ю. М. Закономерности размещения провинций ультраосновных — щелочных пород.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17, 1962.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13, 1961.

Щербина В. В., Абакиров Ш. А. О формах переноса тория в гидротермальных растворах.— Геохимия, 1967, № 2.

Эпштейн Е. М. О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском плутоне.— Труды НИИГА, 1959, **10**, вып. 12.

Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И. Некоторые вопросы геологии и петрологии комплекса ультраосновных — щелочных интрузивных пород.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 2, 1963.

Юшкин Н. П. К геохимии стронция и бария в процессе сероотложения.— Геохимия, 1962, № 12.

Яшина Р. М. О влиянии вмещающей среды на развитие контактово-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий (на примере щелочных массивов юго-восточной Тувы). В сб.: Происхождение щелочных пород. Изд-во «Наука», 1964.

Agard J. Les carbonatites et les roches a silicates et carbonates associes du massif de roches alkalines du Tamazert.— IGC. 21 sess. Part 13, 1960.

Baertshi P. Relative abundance of oxygen and carbon isotopes in carbonate rocks.— Nature, 1951, **168**.

Bailley D. Carbonatites of the Rufunse Valley, Teira district.— Bull. Geol. Surv. North. Rhodesia, 1960, N 5.

Baker B. H. The alkaline igneous complex of Jombo (Kenya).— Geol. Surv. Kenya. Rept, 1953, No 24.

Baldanza B. Prime notizie sul dicco carbonatitico di Palmi (Reggio Calabria).— Rend. Soc. mineral. ital., 1960, An. 16.

Barnes H. L., Ernst W. G. Ideality and ionization in hydrothermal fluids: the system MgO — H_2O — NaOH.— Amer. J. Sci., 1963, **261**, N 2.

Bennington K. O. Role of shearing stress and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions in the system MgO — SiO_2 — H_2O.— J. Geol., 1956, **64**.

Bethune P. Caractéres pétrographiques des carbonatites de la Lueshe (Kivu, Congo Belge).— Ann. Soc. géol. Bel. Bull., 1956, N 1—2 B.

Bethune P., Meyer A. Les carbonatites de la Lueshe, Kivu, Congo Belge.— C. r. Acad. sci., 1956, **243**.

Björlykke H. The niobium deposits at Söve, Southern Norway.— Mining J., 1955, **244**, N 6243.

Bowen N. L. The carbonate rocks of the Fen area in Norway.— Amer. J. Sci., 1926, N 12.

Bowen N. L., Tuttle O. F. The system MgO — SiO_2 — H_2O.— Bull. Geol. Soc. America, 1949, **60**.

Brögger W. C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes.— Norweg. vidensk. skr., 1920, N 9.

Chayes F. Alkaline and carbonate intrusives near Bancroft, Ontario.— Bull. Geol. Soc. America, 1942, **53**.

Criss C. M., Cobble J. W. The thermodynamic properties of high temperature aqueous solutions.— J. Amer. Chem. Soc., 1964, **86**, N 24.

Daly R. A. Carbonate dikes of the Premier Diamond Mine, Transvaal.— J. Geol., 1925, **33**.

Davies K. A. The phosphates deposits of the Eastern Province, Uganda.— Econ. Geol., 1947, **42**.

Deans T. Carbonatite investigations in America.— Colonial Geol. and Mineral Resources, 1955, **5**, N 3.

Derby O. A. The magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanema San Paulo, Brasil.— Amer. J. Sci., 1891, **41**.

Dixey F. Carbonatite pipes and ring structures.— Geol. Mag., 1946, **83**, N 6.

Dixey F., Smith W. C., Bisset C. B. The Chilwa series of Southern Nyasaland.— Bull. Geol. Surv. Nyasaland, 1935, N 5.

Du Toit M. The genesis of pyroxenite-apatite rocks of the Palabore, Eastern Transvaal.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1932, **34**.

Eckermann H. The genesis of the Alnö alkaline rocks.— IGC. 18 sess. Part 3, 1948.

Eckermann H. The distribution of barium and strontium in the rocks and minerals of the sienitic and alkaline rocks of Alnö island.— Arkiv mineral. och geol., 1952, **1**, H. 3/4.

Erickson R. L., Blaue L. V. Geochemistry and petrology of the alcalic igneous comp-

lex at Magnet Cove, Arcansas.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, N 425.
Fawley A. P., James T. C. A pirochlore (columbium) carbonatite, Southern Tanganyika.— Econ. Geol., 1955, **50**.
Fick S. L., Van der Heyde C. Additional data in the geology of the Mbeya carbonatite.— Econ. Geol., 1959, **54**, N 5.
Frank E. U. Hochverdichteter Wasserdampf, III. Ionenedissoziation von HCl, KOH und H_2O in überkritischen Wasser.— Z. phys. Chem. N. F. 1956, 8.
Fryklund V. C., Harner R. S., Kaiser E. P. Niobium (columbium) and titanium et Magnet Cove and Potash Sulphur Springs, Arkansas.— Bull. U. S. Geol. Surv., 1954, 1015—B.
Garson M. S. Investigations of carbonatites.— Annual Rept. Geol. Surv. Nyasaland for 1953.
Garson M. S. Flow phenomena in carbonatites in Southern Nyasaland.— Colonial Geol. and Mineral. Resources, 1955, **5**, N 3.
Garson M. S. The geology of the Chilwa area.— Bull. Geol. Surv. Nyasaland, 1960, N 12.
Garson M. S. The geology of Tundulu Hill. Geol. Surv. Dept. Nyasaland, 1962.
Gold D. P. Average chemical composition of carbonatites.— Econ. Geol., 1963, N 6.
Guimarões M. S. Relatorio sôbre ajazida de pirochloro de Barreiro Araxa, Minas Gerais.— Min. da Agric. Bol., 1957, N 103.
Harker R., Tuttle O. Studies in the system CaO — MgO — CO_2.— Amer. J. Sci., 1955, **253**, N 4.
Heinrich E. W., Shappirio J. R. Alkalic rocks and carbonatites of the Arkansas River Canyon Fremaht County, Colorado.— Amer. Mineralogist, 1966, **51**, N 7.
Hodder R. W. Alkaline rocks and niobium deposits near Nemegoa, Ontario. Ottawa, 1961.
Hogarth D. A study of pyrochlore and betafite.— Canad. Mineralogist, 1961, N 6.
Holland H. D., Borcsik M., Munoz J., Oxburgh U. M. The coprecipitation of Sr^{2+} with aragonite and of Ca^{2+} with strontianite between 90° and 100° C.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, **27**, N 9.
Holmes S. Spitskop carbonatite, Eastern Transvaal.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, **69**, pt. 1, N 12.
Holmes S. Uraniferous carbonatites of the Blind — River — Algoma. Toronto. Ontario, 1958.
Holser W. T. Fugacity of water at high temperatures and pressure.— J. Chem. Phys., 1954, **58**.
Jaffe H. W. Precambrian monazite and zircon from the Mountain Pass rare-earth district.— Bul. Geol. Soc. America, 1955, **66**.
Jäger E., Niggli E., Van der Veen A. H. A hydrated bariumstrontium pyrochlore in biotite rock from Panda Hill, Tanganyika.— Mineral. Mag., 1959, **32**, N 244.
James T. C. Carbonatites and rift valleys in Tanganyika.— 20 sess. IGC, Repts. Mexico, 1956.
James T. C., Mokie D. The alteration of pyrochlore to columbite in carbonatites in Tanganyika.— Mineral. Mag., 1958, **31**, N 242.
Jiyama J. T. Influence des anions sur les equilibres d'echange d'ions Na — K dans les feldspaths alcalins à 600° C sous une pressions de 1000 bar.— Bullà Soc. franç. mineral. et cristallogr., 1965, **88**, N 4.
Kennedy G. C. Pressure — volume — temperature relations in CO_2 at elevated T and P.— Amer. J. Sci., 1954, vol. 248.
Kennedy G. C. The brucite — periclase equilibrium.— Amer. J. Sci., 1956, **254**, N 9.
King B. C. Petrogenesis of the alkaline igneous rocks suites of the volcanic and intrusive centers of Eastern Uganda.— J. Petrol., 1965, **6**, N 1.
Knorring O., du Bois C. Carbonatitic lava from Portal area in Western Uganda.— Nature, 1961, **192**, N 4807.
Koster van Gross, Wyllie P. Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites.— Nature, 1963, **199**, N 4895.
Kun N. Die Niobrarbonatite bon Afrika.— Neues Jahrb. Mineral. Montash., 1961, N 6.
Larsen E. S. Alkalic rocks of Iron Hill, Gunnison County, Colorado.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1942, 197-A.
Leonardos O. H. Carbonatites com apatita pirocloro no estangeiro e no Brazil.— Engenharia miner. e metalurgia, 1956, **23**, N 136.
Lombard J. Caractérs généraux des occurences de carbonatites.— Colon. Chronique, Bûr études geol. et Min., 1955, N 234.
Majumdar A. J., Roy R. Fugacities and free energies of CO_2 at high temperatures and pressures.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, **10**.
Melcher G. C. Nota sobre o distrito alkalino de Jacupiranga Estado de San Paulo, Brasil.— Notas Serv. Geol., 1954, N 84.
Mennell F. P. Ring structures with carbonate ores in South Rhodesia.— Geol. Mag., 1946, **83**.
Metshike Hatto. Koppitkarbonatite und Koppitmramor von Schilingen im Kaiserstuhl.— Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg im Breisgau, 1938, **36**, **1**.
Meyer A., Bethune P. The Lueshe carbonatite, Kivu, Belgian Congo. 21 sess. IGC, Repts, 1960.
Nickel E. N. Compositional variations in pyrochlore and niobium perovskite from a niobium deposit in the Oka district of Quebec.— Dept. Mines and Techn. Surv. Ottawa Techn. Bull., 1962, TR 31.
Olsen E. Equilibrium calculations in the system Mg, Fe, Si. O, H and Ni.— Amer. J. Sci., 1963, **261**.
Olson J. C., Shawe D. R. Rare-earth mineral deposits of the Mountain Pass district, San Bernardino County, California.— U. S. Geol. Survey Profess. Paper, 1954, **261**.
Pecora W. T. Carbonatites. A review.—Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**.

Reeve W., Deans T. An occurrence of carbonatite in the Isoke District of Northern Rhodesia.— Colonial Geol. and Mineral Resources, 1954, **4**, N 3.

Rowe R. B. Notes on geology and mineralogy of the Newman columbium-urbanium deposit, Lake Nipissing, Ontario. Canad. Geol. Surv. Paper, 1954, 54—5.

Rowe R. B. Notes on columbium mineralization, Oka district, Two Mountains County, Quebec.— Canad. Geol. Surv. Paper, 1954, 54—22.

Russel H. D., Heimstra S. A. The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1954, **57**.

Sharp W. E., Kennedy G. C. The system $CaO—CO_2—H_2O$ in the two phase region calcite aqueous solutions.— J. Geol., 1955, **73**, N 2.

Sinclair W. E. The Sukulu mineral deposit.— Mingin Mag., 1955, **92**.

Smith W. C. A review of some problems of African carbonatites.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1956, **112**.

Sörum H. Contribution to the mineralogy of the Söv deposits. X-ray and thermal studies of the niobium minerals.— Kgl. Norsk. vid. selskabs. forhändl., 1955, **28**, N 23.

Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex at Spitzkop, Sekukuniland.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1951, **53**.

Taylor R. The magnetite-vermiculite occurrence of Bukusu, Mbale District.— Recods Geol. Surv. Uganda, 1953.

Tackenouchi S., Kennedy G. C. The binary system H_2O — CO_2 at high temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1964, **262**, N 9.

Tomkeiff S. X. The role of carbon-dioxide in igneous magmas.— Trans. Brit. Assoc. Adv. Sci., 1938.

Veen A. H. The alteration of pyrochlore to fersmite in the Mbeya carbonatite.— Geol. en mijnbouw, 1960, **39**, N 10.

Veen A H. The study of pyrochlore. Leiden, 1963.

Walter L. S. Data on the fugacity of CO_2 in mixtures of CO_2 and H_2O.— Amer. J. Sci., 1963, **261**, N 2.

Washington H. S. Igneous complex of Magnet Cove, Arkansas.— Bull. Geol. Soc. America, 1900, **11**.

Williams C. E. A preliminary account of the geology of the Sukulu carbonatite complex.— Geol. Surv. Uganda. Record Entebbe, 1950.

Williams C. E. Carbonatite structure, Tororo Hills, Eastern Uganda.— Geol. Mag., 1952, **89**.

Wimmenauer W. Karbonatite in Kaiserstuhl.— Fortschr. Mineral., 1959, **37**, H. 1.

Wimmenauer W. Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls.— Neues Jahr. Mineral. Abhandl., 1963, **99**, N 3.

Wyllie P. J. Melting relationships in the system CaO — MgO — CO_2 — H_2O with petrological applications.—J. Petrol., 1965, **6**, N 1.

Wyllie P. J., Haas J. L. Jr. The systems $CaO—SiO_2—CO_2—H_2O$. Melting relationships with excess vapour at 1 kilobar pressure.— Geochim. acta, 1965, **29**, N 8.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. The system $CO_2—H_2O$ and the origin of carbonatites.— J. Petrol., 1960, **1**, N 1.

Wyllie P., Tuttle O. Carbonatitic lavas.— Nature, 1962, **194**, N 4835.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Краткие сведения о геологическом строении карбонатитовых массивов 7

Некоторые черты петрологии пород, сформировавшихся в магматические этапы становления карбонатитовых массивов 16

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ
МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ КАРБОНАТИТОВ

Глава 1. **Карбонатиты I стадии** 39

Минеральный состав карбонатитов I стадии 42
Структуры и текстуры карбонатитов I стадии 52
Зональность карбонатитов I стадии 54
Химический состав карбонатитов I стадии 57
Парагенетический анализ карбонатитов I стадии 61
Редкометальные минералы карбонатитов I стадии 66

Глава 2. **Карбонатиты II стадии** 71

Минеральный состав карбонатитов II стадии 77
Структуры и текстуры карбонатитов II стадии 89
Зональность карбонатитов II стадии 91
Химический состав карбонатитов II стадии 94
Парагенетический анализ карбонатитов II стадии 101
Редкометальные минералы карбонатитов II стадии 112

Глава 3. **Карбонатиты III стадии** 129

Минеральный состав карбонатитов III стадии 129
Зональность карбонатитов III стадии 148
Структуры и текстуры карбонатитов III стадии 149
Химический состав карбонатитов III стадии 150
Парагенетический анализ карбонатитов III стадии 154
Редкометальные минералы карбонатитов III стадии 162

Глава 4. **Карбонатиты IV стадии** 166

Минеральный состав карбонатитов IV стадии 167
Структуры и текстуры карбонатитов IV стадии 173
Химический состав карбонатитов IV стадии 174
Парагенетический анализ карбонатитов IV стадии 177
Редкометальные минералы IV стадии 180

Глава 5. **Условия формирования карбонатитов** 185

Структуры карбонатитов как индикаторы состояния системы . . 198

ЧАСТЬ ВТОРАЯ
ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТИТАХ

Глава 1. **Титан** 203

Глава 2. **Цирконий** 213

Глава 3. **Ниобий и тантал** 220

Глава 4. **Стронций и барий** 240

Глава 5. **Рубидий и литий** 253

Литература 257

Лия Константиновна Пожарицкая
Валерий Самуилович Самойлов

Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири

Утверждено к печати
Институтом геохимии Сибирского отделения АН СССР

Редактор *Л. М. Саликов*
Редактор издательства *Т. Б. Гришина*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Художник *А. А. Кущенко*
Технический редактор *В. Д. Прилепская*

Сдано в набор 17/II 1972 г. Подписано к печати 8/VI 1972 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага № 1. Усл. печ. л. 23,8. Уч.-изд. л. 22,6.
Тираж 850 экз. Т-04273. Тип. зак. 4932.

Цена 2 р. 61 к.

Издательство «Наука».
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
32	10—11 с .	эффект из характерных изменений	эффект изменений
108	20 сн.	Ряд исходных	Ряду исходных

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.

331

И. Зайцев 1/3

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»